



Pro gradu -tutkielma
Maantiede
Luonnonmaantiede

MAAPERÄN HIILIVARASTOT SUBARKTISESSA TUNDRAYMPÄRISTÖSSÄ

Nina Nordblad

2019

Ohjaajat:
Professori Miska Luoto
FM Anna-Maria Virkkala

HELSINGIN YLIOPISTO
MATEMAATTIS-LUONNONTIETEELLINEN TIEDEKUNTA
GEOTIETEIDEN JA MAANTIETEEN LAITOS
MAANTIEDE

PL 64 (Gustaf Hällströmin katu 2)
00014 Helsingin yliopisto



Tiedekunta/Osasto Fakultet/Sektion – Faculty		Laitos/Institution– Department
Matemaattis-luonnontieteellinen tiedekunta		Geotieteiden ja maantieteen laitos
Tekijä/Författare – Author		
Nina Nordblad		
Työn nimi / Arbetets titel – Title		
Maaperän hiilivarastot subarktisessa tundraympäristössä		
Oppiaine / Läroämne – Subject		
Maantiede		
Työn laji/Arbetets art – Level	Aika/Datum – Month and year	Sivumäärä/ Sidoantal – Number of pages
Pro gradu -tutkielma	Huhtikuu 2019	87
Tiivistelmä/Referat – Abstract		
<p>Arktisten ympäristöjen maaperä on globaalisti merkittävä hiilivarasto sen ollessa yli kaksinkertainen ilmakehän hiilivarastoon nähden. Ilmastonmuutoksen vaikutuksista herkkien arktisten ympäristöjen maaperän hiilivarastoihin ei ole yksiselitteistä konsensusta, joten taustalla olevien ympäristötekijöiden säätelymekanismien tutkiminen on erityisen tärkeää. Siten ekosysteemimuutosten paikallisten ja globaalien vaikutusten arvioimiseksi on luotettavalle hiilivarastoaineistolle selkeä tarve.</p> <p>Suurimmassa osassa arktisten maaperän hiilivarastojen ennusteissa perustuu alueellinen yleistys kasvillisuuteen, joten laajaa käsitystä korkokuvamuuttujien toimivuudesta hiilivarastojen mallinnuksessa ei ole. Teoriaan pohjautuen on korkokuvalla kuitenkin selkeä välillinen vaikutus, sen säädellässä lähes kaikkia muita hiilivarastoon vaikuttavia tekijöitä. Näin ollen tutkimuksen mallinnukseen valittiin ainoastaan korkokuvasta johdettuja muuttujia. Tutkielman tavoitteena oli tuottaa mahdollisimman realistinen alueellinen ennuste tutkimusalueen maaperän hiilivarastoista ja testata korkokuvamuuttujien potentiaalia hiilivarastojen mallintamisessa. Lisäksi tarkasteltiin erikseen hiilivarastojen jakautumista suhteessa korkokuvaan, kuten absoluuttista korkeutta tai rinteiden viettosuuntaa vasten.</p> <p>Tutkielmassa tarkasteltiin maisematasolla maaperän hiilivarastoja subarktisella vuoristotundralla Pohjois-Norjassa. Tutkimusalueella korkeusvaihtelua on liki tuhat metriä laajoine ympäristögradientteineen luoden täten alueesta otollisen ympäristövaikutusten tutkimiseen. Tutkimuksen aineisto koostui kenttäaineistosta, laboratoriossa määritetyistä hiilipitoisuuksista sekä näiden perusteella lasketuista hiilivarastoista. Hiilivarastoja tutkittiin korkeusmallista johdettuja korkokuvamuuttujia vasten hyödyntäen kahta eri monimuuttujamenetelmää: yleistettyä additiivista mallia (GAM) ja luokittelupuumenetelmää (GBM). Mallien toimivuutta arvioitiin ennustettujen ja havaittujen hiilivarastojen korrelaatioiden sekä mallien jäännösvirheiden avulla, joita tarkasteltiin keskineliövirheen neliöjuuren (RMSE) kautta.</p> <p>Tutkimusalueen hiilivarastot vaihtelivat 0–34,5 kg C m⁻² välillä alueellisen keskiarvon oltua 4,2 kg C m⁻². Hiilivarastojen alueellinen estimaatti ja jakauma vastasivat hyvin aikaisemmissa samankaltaisissa ympäristöissä tehtyjen tutkimusten tuloksia. Suurin osa hiilivarastoista sijoittui puuttomalle tundralle alle 700 metrin korkeudelle laaksoihin, alarinteille ja paikallisiin painanteisiin. Tätä korkeammalla tunturien huipuilla hiilivarastot olivat lähes olemattomat. Puurajan alapuolella, tunturikoivikossa tavattiin keskimäärin pienempiä hiilivarastoja verrattuna puuttomaan tundraan. Paikallinen vaihtelu oli merkittävää ja suuri osa hiilivarastoista sijoittui pinta-alaltaan hyvin pienelle alueelle.</p> <p>Monimuuttujamallinnuksen tuloksista kyettiin todentamaan teorian osoittamia yhteyksiä hiilivarastojen ja korkokuva- muuttujien välillä. Absoluuttisen korkeuden todettiin vaikuttavan hiilivarastoon säätelemällä etenkin kasvillisuutta ja lämpötilaosuhteita. Näiden vaikutusmekanismien avulla absoluuttinen korkeus loi karkeat raamit hiilivarastojen vaihtelulle maisemassa. Paikallista vaihtelua selitti sen sijaan maaperän kosteusolosuhteet. Tulosten perusteella maaperän kosteusolosuhteilla todettiin olleen merkittävin hiilivarastoa säätelevä rooli.</p> <p>Tutkimuksen kohtuullisesti toimineet mallit tukevat aikaisempia havaintoja korkokuvamuuttujien potentiaalista alueellisten hiilivarastojen ennustamisessa. Maaperän hiilivarastojen alueellisiin arvioihin liittyy kuitenkin vielä runsaasti epävarmuuksia, joihin tulevaisuudessa tulisi keskittyä ennustusten luotettavuuden parantamiseksi. Holistinen käsitys maaperän hiilivarastojen jakautumisesta ja tähän vaikuttavista ympäristöolosuhteista on tarpeen arktisten alueiden mittavien hiilivarastojen vuoksi. Luotettavat maaperän hiilivarastoaineistot ovat keskeisessä asemaassa arvioidessa tulevan ilmastonmuutoksen vaikutuksia ja takaisinkytkentöjä, sillä takaisinkytkentöjen mekanismeilla on globaalille tasolle yltäviä vaikutuksia.</p>		
Avainsanat – Nyckelord – Keywords		
Maaperän orgaaniset hiilivarastot, korkokuva, subarktinen tundra, monimuuttujamallinnus, alueellinen ennustaminen		
Säilytyspaikka – Förvaringställe – Where deposited		
HELDA		
Muita tietoja – Övriga uppgifter – Additional information		



Tiedekunta/Osasto Fakultet/Sektion – Faculty Faculty of science		Laitos/Institution– Department Department of Geosciences and Geography
Tekijä/Författare – Author Nina Nordblad		
Työn nimi / Arbetets titel – Title Soil carbon stocks in a subarctic tundra environment		
Oppiaine /Läroämne – Subject Geography		
Työn laji/Arbetets art – Level Master's thesis	Aika/Datum – Month and year April 2019	Sivumäärä/ Sidoantal – Number of pages 87
Tiivistelmä/Referat – Abstract <p>Soil carbon stocks of arctic regions are globally a remarkable carbon storage and a fundamental component in the global carbon cycle, as they store more than twice the amount of carbon compared to the atmosphere. Environmental controllers and mechanisms behind soil carbon stocks should be comprehensively studied, as there is no clear agreement of the climate change impacts on the sensitive tundra ecosystems and the soil carbon storages. Therefore, there is an urgent need for reliable and extensive soil carbon data to evaluate both local and global impacts of ecosystem changes in tundra regions.</p> <p>Typically, the upscaling of soil organic carbon predictions made in arctic regions has been based totally or partly on vegetation and land cover classifications. This might be one reason why we are lacking a wide view of the potential of using topographical variables in the upscaling of carbon stocks. Even though, the theory has proven a strong indirect relationship between topography and soil properties. Consequently, only variables extracted from a terrain model were used in this study. The aim of the study was to produce as realistic regional soil organic carbon prediction as possible and to investigate the potential of modeling soil organic carbon with topographical variables. Additionally, the variation of soil carbon stocks in relation to the topographical position were examined closely.</p> <p>The landscape scaled subarctic research area located in northern Norway in a mountainous region with relative elevation reaching almost one thousand meters. Hence, the area has a wide range of environmental gradients, which makes it a great area for studying ecological impacts. The research material consisted of field measurements and soil samples of which carbon contents were analyzed in laboratory. Carbon storages were examined against topographical variables extracted from the terrain model using two different multivariate models: generalized additive model (GAM) and generalized boosted regression modeling (GBM). Models were assessed through correlations between observed and predicted values and through model residuals and their root mean square errors (RMSE).</p> <p>Based on the predictive models, soil carbon stocks varied on the research area between 0–34,5 kg C m⁻² and the regional mean estimate was 4,2 kg C m⁻². These estimates and the regional variation in stocks are in line with earlier inventories made in similar environments. The largest soil carbon stocks were found above the treeline in valleys, at gently sloping hillsides and in local water-logged peatlands. Soil carbon stocks were generally smaller in the mountain birch forest compared to the shrub and heath tundra areas. Local scale variability in carbon stocks were significant and a great portion of total storages was found on a limited area. Above a height of 700 meters, steep topography and harsh climate conditions limits soil formation leaving only barren ground, which explains the low observed carbon storages.</p> <p>Relationships between local topography and soil carbon stocks presented in theory were also recognized in the results of the multivariate models. Absolute height above sea level regulated soil carbon stock especially through the impact on vegetation and temperature conditions. Hence, these mechanisms made up the robust landscape scaled distribution in predicted carbon storages. Instead, soil moisture determined the fine scaled variation. As well, the results indicated soil moistures essential role in soil carbon accumulation.</p> <p>Earlier observations of topographical variables potential in soil carbon prediction modeling are supported by the fairly good models of this research. Nevertheless, large uncertainties are still associated with regional upscaling of soil carbon stocks, which should be paid attention to in future researches to improve the reliability of predictions. A holistic perspective will be necessary to understand the spatial distribution and environmental factors influence on soil carbon storages. Reliable estimations of soil carbon stocks are a key component when determining future climate change impacts and feedbacks as these mechanisms have globally reaching consequences.</p>		
Avainsanat – Nyckelord – Keywords Soil organic carbon stocks, topography, subarctic tundra, statistical modeling, spatial prediction		
Säilytyspaikka – Förvaringställe – Where deposited HELDA		
Muita tietoja – Övriga uppgifter – Additional information		

SISÄLLYSLUETTELO

1.	JOHDANTO	1
2.	TUTKIMUSKYSYMYKSET	3
3.	TEOREETTINEN VIITEKEHYS.....	4
3.1	Maaperän hiilivarastot.....	4
3.2	Maaperän hiilivarastoa säätelevät prosessit	5
3.3	Maaperän hiilivarastoa säätelevät ympäristötekijät	7
3.3.1	Topografiset tekijät.....	9
3.3.2	Ilmastolliset tekijät.....	11
3.3.3	Maaperän ominaisuudet.....	13
3.3.4	Kasvillisuus.....	16
4.	TUTKIMUSALUE	18
5.	AINEISTO.....	22
5.1	Kenttäaineisto.....	22
5.2	Topografinen aineisto.....	25
6.	MENETELMÄT.....	28
6.1	Laboratoriomenetelmät	28
6.2	Mallinnusmenetelmät	31
6.2.1	Yleistetyt additiiviset mallit.....	31
6.2.2	Yleistetyt luokittelupuumenetelmät.....	32
6.2.3	Mallien validointi.....	33
6.2.4	Mallinnuksen kulku	33
7.	TULOKSET.....	36
7.1	Tunnusluvut ja muuttujien vaihtelu.....	36
7.2	Spatiaalinen autokorrelaatio	39
7.3	Mallinnustulokset	40

7.3.1 GAM- ja GBM-mallit.....	40
7.3.2 Hiilivarastojen alueellinen jakauma	44
8. TULOSTEN TULKINTA	47
8.1 Maaperän hiilivarastojen alueellinen jakauma	47
8.2 Topografian vaikutus maaperän hiilivarastojen alueelliseen jakaumaan.....	51
8.3 Hiilivarastojen mallinnus topografisilla ympäristömuuttujilla	55
8.4 Tulosten luotettavuus.....	57
8.4.1 Aineiston luotettavuus.....	57
8.4.2 Mallinnusmenetelmien luotettavuus	60
8.5 Jatkotutkimus	60
9. JOHTOPÄÄTÖKSET	61
10. KIITOKSET	63
11. KIRJALLISUUSLUETTELO.....	64

1. JOHDANTO

Maaperä on valtamerten jälkeen suurin yksittäinen hiilivarasto (Schlesinger 1977; Post et al. 1982; Scharlemann et al. 2014). Globaalisti koko maaperän hiilivarastosta sijaitsee noin puolet arktisella ikirouta-alueella, noin 1 300–1 800 Pg hiiltä arvioista riippuen (McGuire et al. 2009; Tarnocai et al. 2009; Hugelius et al. 2014; Köchy et al. 2015). Arktisen alueen maaperän hiilivarasto on täten vähintään kaksinkertainen ilmakehän hiilivarastoon nähden, mikä tekee siitä keskeisen tekijän arvioidessa hiilen kierron vaikutuksia ilmastonmuutokseen (Houghton 2007; Quéré et al. 2018). Pohjoisten alueiden kylmä ilmasto, ikirouta ja kosteat suoalueet ovat luoneet otollisen ympäristön maaperään hiilen varastoitumiselle hidastuneen biologisen toiminnan seurauksena (Hobbie et al. 2000; Davidson & Janssens 2006; McGuire et al. 2009; Ping et al. 2015; Siewert 2018).

Ilmastonmuutos muokkaa hiilen kiertoa muuttamalla ympäristöjen abioottisia ja bioottisia olosuhteita. Todettu lämpeneminen ei ole globaalilla tasolla tasaista, vaan lämpeneminen on voimakkainta pohjoisilla leveysasteilla, minkä seurauksena ympäristön muutokset korostuvat erityisen herkillä ääri-olosuhteiden tundraekosysteemeillä (Serreze et al. 2000; ACIA 2004; IPCC 2013). Ilmastonmuutoksen vaikutuksia on jo havaittu pohjoisilla arktisilla tundra alueilla; muun muassa muutoksina ikiroudan ja routaprosessien laajuudessa sekä levinneisyydessä (Jorgenson et al. 2010; Sannel & Kuhry 2011), hydrologisissa olosuhteissa (Liljedahl et al. 2016; Bintanja 2018) sekä kasvillisuuden runsaudessa, lajirunsaudessa ja levinneisyysalueissa (Post et al. 2009; Myers-Smith et al. 2011; Epstein et al. 2012; Pearson et al. 2013). Tuoreessa tutkimuksessa on ennustettu sirkumpolaarisen maaperän vuosittaisten keskilämpötilojen lämpenevän keskimäärin noin 2–4 celsiusastetta nykyisen vuosisadan aikana perustuen IPCC laatimiin ilmastoskenaarioihin (Aalto et al. 2018). Kohonneilla maaperän lämpötiloilla tulee olemaan vaikutuksia arktisen alueen biokemiallisiin kiertoihin (Davidson & Janssens 2006).

Pohjoisten alueiden maaperää on pitkään pidetty hiilidioksidinieluna (McGuire et al. 2009; Belshe et al. 2013). Tuoreimmat tutkimukset ovat ennustaneet lämpenevän ilmaston kiihdyttävän hiilen päästöjä maaperästä ilmakehään (Zimov et al. 2006; Davidson & Janssens 2006; Schuur et al. 2008; Schuur et al. 2015; Čapek et al. 2015). Tämä saattaa synnyttää positiivisen takaisinkytkennän kohoavan ilmakehän hiilidioksidipitoisuuden lämmittävän vaikutuksen myötä (Arnell et al. 2010). Täten on mahdollista, että arktinen maaperä toimii nielun sijasta lähteenä, minkä seurauksena maaperän hiilivarastot pienenevät ajan myötä.

Hiilen kierron vasteet ympäristömuutoksille on ilmastoskenaarioiden yksi suurimmista epävarmuustekijöistä (IPCC 2013). Kierron muutosten ja tästä aiheutuvien ilmastollisten takaisinkytkentöjen ymmärtämiseksi on kattavalle ja luotettavalle maaperän hiilivarastoaineistolle selkeä tarve (Todd-Brown et al. 2013; Luo et al. 2016; Virkkala et al. 2017). Tuotetuissa sirkumpolaarisissa maaperän hiilivarastojen arvioissa ilmenee vaihtelua tutkimusten välillä (Post et al. 1982; Ping et al. 2008; Tarnocai et al. 2009; Horwath Burnham & Sletten 2010; Hugelius et al. 2013a). Hiilivarastojen estimaattien vertailtavuutta hankaloittaa koeasetelmien vaihtelevuus muun muassa tarkasteltavan syvyyden, näytetiheyden, alueellisen mittakaavan ja yleistykseen käytetyn aineiston osalta. Havaintoaineiston alueellinen kattavuus on yksi keskeisimmistä tekijöistä, joilla voidaan parantaa ennusteita niin maisematasolla kuin laajemmilla tarkastelumittakaavoilla (Hugelius et al. 2013b; Mishra et al. 2013; de Brogniez et al. 2015; Vitharana et al. 2017; Siewert 2018). Arktisessa ympäristössä kenttäaineiston keruu on kuitenkin kallista ja haasteellista laajojen erämaa-alueiden ja heikon infrastruktuurin takia, minkä seurauksena huomattava osa tundraekosysteemien tutkimuksista ovat sijoittuneet Alaskaan ja Fennoskandiaan (Mishra et al. 2013).

Alueen korkokuva, eli pinnanmuotojen muodostama korkeusvaihtelu, kontrolloi epäsuorasti maaperän hiilivarstoja sen vaikuttaessa lähes kaikkiin hiilivarastoihin sääteleviin prosesseihin (Johnson et al. 2011; Mishra et al. 2017). Teoriaan perustuen voidaan siis olettaa hiilivarstojen alueellisen jakauman olevan topografisen vaihtelun säätelemää (Sommerkorn et al. 2008; Weiss et al. 2017), mitä tämän tutkimuksen koeasetelmassa tarkastellaan. Edellä mainitusta huolimatta on arktiselta alueelta harvaksen tutkimuksia, joissa hiilivarstojen alueelliseen ennustamiseen on hyödynnetty korkokuvaan perustuvia muuttujia (Johnson et al. 2011; Weiss et al. 2017; Siewert 2018). Sen sijaan tavataan useita tutkimuksia, joissa ennustamiseen on hyödynnetty kaukokartoitusaineistoista laadittuja maanpeiteluokkia (Kuhry et al. 2002; Hugelius 2012; Fuchs et al. 2015; Palmtag et al. 2015; Palmtag et al. 2016). Kasvillisuuteen perustuvaa alueellista yleistämistä on kuitenkin viime vuosina kritisoitu (Mishra et al. 2017; Weiss et al. 2017), sillä kasvillisuuden ja maaperän hiilivarstojen suhde ei ole suoraviivainen (Hartley et al. 2012; Parker et al. 2015). Tästä johtuen tutkielmassa tarkastellaankin hiilivarstojen alueellista jakaumaa suhteessa korkokuvaan sekä pohditaan korkokuvasta johdettujen muuttujien potentiaalia hiilivarstojen alueellisessa ennustamisessa. Tutkimuskentän lähitulevaisuuden suurimpiin kysymyksiin lukeutuukin, miten maaperän pienimittakaavaisia prosesseja heterogeenisessä ympäristössä saadaan luotettavasti yleistettyä laajoille aluekokonaisuuksille (Johnson et al. 2011; Vitharana et al. 2017; Weiss et al. 2017; Siewert 2018).

2. TUTKIMUSKYSYMYKSET

Pro gradu -tutkielmassa tarkastellaan hiilivarastojen alueellista jakaumaa Pohjois-Norjassa sijaitsevalla maisematason tutkimusalueella. Tutkimus on teoreettis-menetelmällinen, sillä siinä testataan teorian pohjalta perusteltua, aikaisemmissa tutkimuksissa vähän käytettyä, muuttujaa hiilivarastojen mallintamisessa. Tutkimuksessa selvitetään topografian, eli korkokuvan, vaikutusta maaperän hiilivarastoon vastaten seuraaviin tutkimuskysymyksiin:

1) *Millainen on maaperän hiilivarastojen alueellinen jakauma vuoristotundralla?*

Vuoristomaisissa tundraympäristöissä on havaittu alaviin tundramaihin verrattuna pienempiä maaperän hiilivarastoja. Peilaten aikaisempiin tutkimuksiin on oletettavaa, että keskimääräinen hiilivarasto tulee olemaan 2–7 kg C m⁻² välillä (Fuchs et al. 2015; Palmtag et al. 2015; Weiss et al. 2017; Siewert 2018). Subarktisessa ympäristössä hiilivarastojen paikallinen vaihtelu on mitä todennäköisimmin suurta (Siewert 2018).

2) *Mikä on topografian merkitys maaperän hiilivarastoihin?*

Paikallinen topografia säätelee pitkälti paikallisia ympäristöolosuhteita, kuten lämpötila- ja kosteusolosuhteita, kasvillisuutta ja maaperän vakautta. Hiilivarastojen voidaan olettaa pienevän korkeuden myötä (Weiss et al. 2017) ja suhteellisen topografisen sijainnin määrittävän paikallista vaihtelua harjanteiden varastoidessa hiiltä kosteita painanteita heikommin. Lisäksi tunturien rinteiden viettosuunnat tuottavat kohoumaan nähden asymmetriaa hiilivarastoissa (Johnson et al. 2011; Henkner et al. 2016; Wu et al. 2017). Korkokuvan merkitys hiilivarastojen jakaumaan korostuu vuoristomaisissa ympäristöissä, joissa korkeusvaihtelut ovat suuria.

3) *Voidaanko maaperän hiilivarastoja ennustaa topografisilla tekijöillä?*

Maaperän hiilivarastojen mallinnuksen haasteena on ympäristötekijöiden kompleksiset vuorovaikutukset vastemuuttujaan nähden, minkä seurauksena mallinnusmuuttujat kykenevät vain osittain selittämään vastemuuttujan vaihtelua (Hengl et al. 2014). Koneopin kehityksen myötä on saatu käyttöön yhä edistyneempiä mallinnusmenetelmiä, jotka kykenevät mallintamaan myös epälineaarisia suhteita, havaitsemaan kynnysarvoja ja tunnistamaan selittävien muuttujien välisiä interaktioita (Elith et al. 2008; Hengl et al. 2014). Topografian ilmentäessä paikallisia maaperän olosuhteita on topografiaan pohjautuvalle mallinnukselle selkeä teoreettinen peruste (Kuva 3; Johnson et al. 2011; Mishra et al. 2017; Weiss et al. 2017).

3. TEOREETTINEN VIITEKEHYS

3.1 Maaperän hiilivarastot

Maaperässä hiiltä esiintyy niin orgaanisessa kuin epäorgaanisessa muodossa. Maaperän orgaaninen aines (SOM, *soil organic matter*) kostuu pääasiassa kuolleesta kasviaineksesta, eli karikkeesta. Orgaaninen aines on sekoitus eri hajoamisasteissa olevista orgaanisista yhdisteistä, maaperän pintakerroksen tuoreesta aineksesta aina pitkälle maatuneeseen humusainekseen. Karkeasti ottaen maaperän orgaanisesta aineksesta noin puolet on hiiltä (SOC, *soil organic carbon*; Parker et al. 2015). Maaperän hiilivarastojen suuruus määrittyy hiilen kiertoajasta (*turnover time*) ja viipymästä (*residence time*) maaperässä (Hobbie et al. 2000; Doetterl et al. 2016), minkä seurauksena maaperän hiilivarastot vaihtelevat merkittävästi sekä spatiaalisesti että temporaalisesti. Maaperän orgaaninen aines jaetaan usein kahteen ryhmään, stabiiliin ja epästabiiliin varastoon, aineksen hajoamisherkkyuden perusteella (Kuva 1). Ensimmäiseksi mainittuun luetaan kompleksiset ja heikosti hajoavat hiiliyhdisteet, kuten selluloosa, hemiselluloosa, vahat sekä ligniini ja jälkimmäiseen yksinkertaiset solukalvon läpäisevät hiiliyhdisteet, kuten sokerit sekä amino- ja rasvahapot (Yadav & Malanson 2007; Reichstein & Beer 2008; Xu & Shang 2016). Epästabiiliin varastoon lukeutuvan hiilen viipymä maaperässä on tyypillisesti muutamia vuosia stabiilin hiilivaraston viipymän ollessa puolestaan kymmenistä vuosista tuhansiin vuosiin riippuen ympäristöolosuhteista (Hartley & Ineson 2008).

Maaperässä hiiltä esiintyy epäorgaanisessa muodossa pääosin karbonaattimineraaleina, joista kalsiitti (CaCO_3) ja dolomiitti [$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$] ovat yleisimmät (Strawn et al. 2015). Epäorgaanisen hiilen esiintymistä säätelee pääosin paikallinen geologia. Epäorgaaniseen hiileen vaikuttavat prosessit eroavat merkittävästi orgaanisen hiilen kierrosta, mistä syystä epäorgaanista hiiltä ei ole käsitelty tässä tutkimuksessa. Lisäksi hiiltä esiintyy maaperässä veteen liuenneena niin orgaanisina kuin epäorgaanisina yhdisteinä. Liuenneeksi orgaaniseksi hiileksi määritellään alle $0.45 \mu\text{m}$ kokoiset partikkelit (Kalibitz et al. 2000). Liuenneen orgaanisen aineksen osuus maaperän hiilestä on kuitenkin suhteessa pieni (Gentsch et al. 2015).

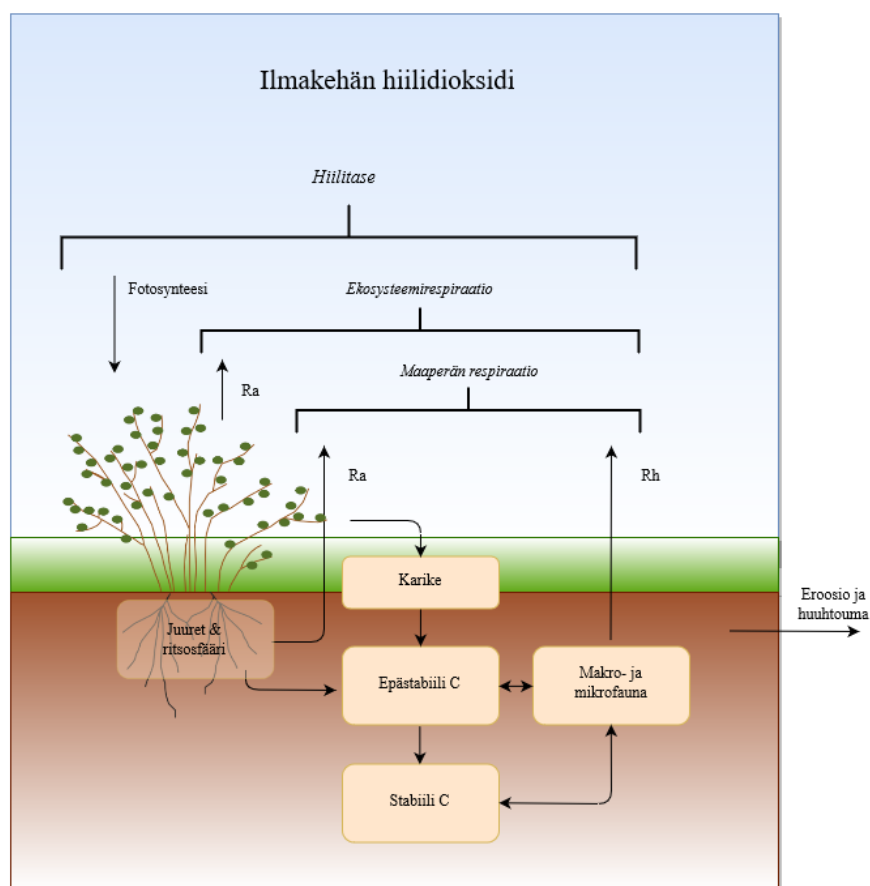
3.2 Maaperän hiilivarastoa säätelevät prosessit

Fotosynteesi ja respiraatio, eli soluhengitys, ovat päämekanismit, jotka ylläpitävät hiilen kiertoa ilmakehän ja terrestristen ekosysteemien välillä (Kuva 1; Schimel 1995; Ryan & Law 2005). Ilmakehän hiilidioksidi sitoutuu kasvillisuuteen fotosynteesin kautta. Osan sitomastaan hiilestä kasvit käyttävät itse energiakseen osan kulkeutuessa suoraan maaperään juurten erittäminä orgaanisina yhdisteinä (Iversen et al. 2015). Fotosynteesin ollessa riippuvainen säteilyenergian määrästä, vaihtelee kasvien perustuotanto vuorokausirytmien ja pohjoisilla leveysasteilla etenkin vuodenaikojen mukaisesti, missä lyhyt kasvukausi rajoittaa fotosynteesiä. Säteilymäärän ohessa fotosynteesiä rajoittavat myös muut kasvillisuuden minimitekijät, kuten lämpötila, vapaan veden määrä sekä maaperän ravinteet (Lawlor 2001).

Maaperän respiraatio on fotosynteesin vastakkainen prosessi ja kuvaa hiilivuota maaperästä ilmakehään. Orgaaniseen ainekseen sitoutunut hiili vapautuu respiraatioissa juurten ja maaperän faunan soluhengityksen kautta hiilidioksidina takaisin ilmakehään (Reichstein & Beer 2008; Xu & Shang 2016). Maaperän respiraatio jaetaan autotrofiseen ja heterotrofiseen respiraatioon, sillä näitä säätelevät osittain eri tekijät ja mekanismit. Autotrofisella respiraatiolla tarkoitetaan kasvien juurten kautta vapautuvaa hiilidioksidia ja heterotrofisella respiraatiolla vuorostaan maaperän mikro- ja makrofaunan soluhengityksen kautta vapautuvaa hiiltä. Auto- ja heterotrofisen respiraation osuudet maaperän kokonaisrespiraatiosta eivät ole vakioita, vaan vaihtelevat spatiaalisesti ja temporaalisesti ilmastollisista olosuhteista, kasvillisuustyyppistä, maaperän olosuhteista ja vuodenaikasta riippuen (Hanson et al. 2000; Wang et al. 2014; Hashimoto et al. 2015; Bond-Lamberty et al. 2018).

Hiilen kierron tasapainoa voidaan täten tarkastella hiilitaseella, joka määräytyy fotosynteesin ja kasvillisuuden sekä maaperän respiraation suhteesta (Kuva 1). Toisin sanoen hiilitase ilmaisee, sitoutuuko kasvillisuuteen ja maaperään enemmän hiiltä kuin niistä respiraation kautta vapautuu ilmakehään tiettyinä ajanjaksona. Näiden kahden prosessin ja niitä säätelevien ympäristötekijöiden ymmärtäminen ovat keskeisessä asemassa tarkasteltaessa ilmastonmuutoksen ja ympäristömuuttujien vaikutuksia hiilivarastoihin ja -voihin.

Biologisten prosessien lisäksi maaperän hiilivarastoa muovaavat geomorfologiset prosessit, jotka vaikuttavat maaperän vakauteen, kerrosrakenteeseen sekä maannoksen muodostumiseen ja siten myös maaperän potentiaaliseen hiilivarastoon ja sen jakaumaan (Bockheim & Tarnocai 1998; Kirkels et al. 2014; Doetterl et al. 2016).



Kuva 1. Kaavio esittää yksinkertaistettuna hiilen kiertoa ilmakehän ja terrestrisen systeemien välillä. Ilmakehässä valtaosa hiilestä esiintyy hiilidioksidina, jota kasvit yhtyettäessään sitovat itseensä. Maaperään hiili päätyy joko suoraan kasvien juurten kautta tai karikkeeseen muodossa. Maaperän biomassa koostuu juurista, maaperän faunasta sekä orgaanisista yhdisteistä. Epästabiiliin hiilivarastoon luetaan orgaaniset yhdisteet, jotka ovat helposti maaperän eliöiden hyödynnettävissä. Stabiiliin hiilivarastoon lukeutuu pitkälle hajonneet orgaaniset yhdisteet, ns. humusaineet, jotka sisältävät enää heikosti hajoavia komponentteja. Ritsosfäärillä tarkoitetaan juurten ympäröivää aluetta, jossa juurten ja maaperän vuorovaikutus on suurinta. Maaperästä hiili vapautuu autotrofisena (Ra) ja heterotrofisena (Rh) respiraationa. Maaperän ja kasvien respiraation summaa kutsutaan ekosysteemirespiraatioksi. Fotosynteesin ja ekosysteemirespiraation suhde määrittelee vuorostaan senhetkisen hiilitaseen. Tämän työn kaikki kuvaajat ovat tekijän laatimia. (Ryan & Law 2005; Trumbore 2006; Hartley & Ineson 2008; O’rourke et al. 2015; Tian et al. 2015).

Tärkeimpiä maaperää muokkaavia geomorfologisia prosesseja subarktisisissa tundraympäristöissä ovat muun muassa kryoturbaatio, solifluktuio ja routiminen, joka nähdään maisemassa esimerkiksi kuviomaisena (Bockheim & Tarnocai 1998; Lupachev et al. 2017; Shelef et al. 2017). Routimisessa ja kryoturbaatiossa maaperän vuorottaiset sulamiset ja jäätymiset rikkovat maaperän horisontaalisen kerrosrakenteen sekoittaen orgaanisen kerroksen ja mineraalimaan siten, että orgaanisen aineksen taskuja hautautuu syvemmälle mineraalisiin maaperäkerroksiin (Bockheim & Tarnocai 1998; Bockheim 2007). Kryoturbaatiolla nähdään olevan positiivinen vaikutus potentiaaliseen maaperän hiilivarastoon. Subarktisisissa topografisesti vaihtelevassa ympäristöissä myös vuotomaailmiöt muokkaavat maaperää.

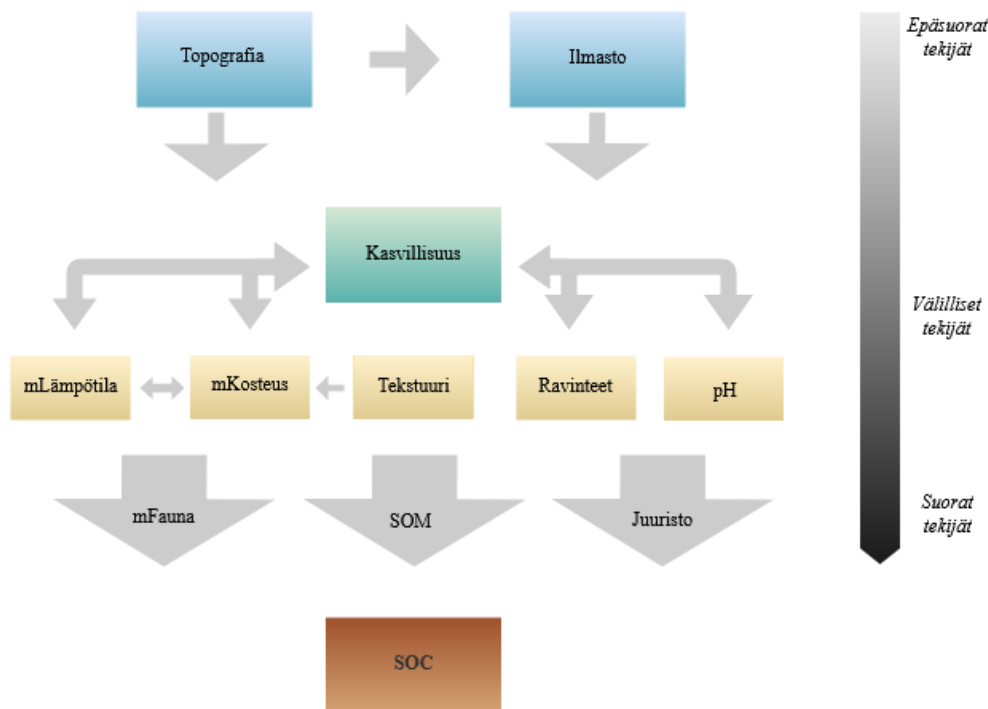
Vuotomaat epävakauttavat maaperää ja vuotomaakielekkeet saattavat paikoin haudata orgaanista pintamaakerrosta ylärinteeltä ryömivän maaperäkerroksen alle (Lupachev et al. 2017; Weiss et al. 2017). Vuotomaailmiöiden vaikutusta hiilen varastoitumiseen ei ole tutkittu läheskään niin paljon kuin esimerkiksi kryoturbaatiota, eikä tämän merkittävydestä täten ole tarkkaa tietoa.

Tutkimukset rinneprosessien ja eroosion merkityksestä hiilen varastoitumiseen ovat arktisesta ympäristöstä vielä harvassa (Shelef et al. 2017). Maatalousalueilla ja kuivissa ympäristöissä, joissa eroosio on voimakasta, on asiaa tutkittu sen sijaan enemmänkin. Tutkimuksissa on havaittu eroosion vaikuttavan merkittävästi orgaanisen aineksen uudelleen kerrostumiseen sekä alueellisesti että maaperän syvyyden suhteen (Kirkels et al. 2014; Doetterl et al. 2016; Wang et al. 2018). Rinneprosessien ja eroosion myötä orgaanista ainesta huuhtoutuu ja kulkeutuu lakialueilta ja rinteiden yläosista kerrostuessa alarinteille kaltevuuden laskiessa (Berhe & Kleber 2013; Shelef et al. 2017).

3.3 Maaperän hiilivarastoa säätelevät ympäristötekijät

Maaperän biokemiallisia ja fysikaalisia ominaisuuksia muokkaa useat ympäristötekijät, joista merkittävimmiksi tunnistettuja ovat geologia, topografia, ilmasto, eliöt, aika ja antropogeeninen vaikutus (Jenny 1941; Hoosbeek & Bryant 1992; Bockheim et al. 2014). Tekijät voivat olla luonteeltaan staattisia, kuten korkeusvaihtelut, tai dynaamisia, kuten ilmasto-olosuhteet ja kasvillisuus. Dynaamiset tekijät vaihtelevat ajassa staattisia tekijöitä voimakkaammin, milloin niiden vaikutus hiilivarastoihinkin vaihtelee ajassa merkittävämmiin (McGuire et al. 2000a).

Maaperän hiilivarastoa säätelevät ympäristötekijät ovat mittakaavasidonnaisia. Spatiaalinen tarkastelumittakaava määrittää ympäristötekijöiden vaikutuksen merkityksellisyyttä, esimerkiksi tekijä, joka selittää globaalia vaihtelua ei välttämättä kykene selittämään paikallista heterogeniaa (Mishra & Riley 2015; O’rourke et al. 2015). Globaalia hiilivarastojen vaihtelua selittää pääosin lämpötila- ja sadantakuviot (Hengl et al. 2014; Tian et al. 2015). Paikalliselle tarkastelumittakaavalle siirryttäessä korostuvat maankäytön, topografian ja kasvillisuuden vaikutukset maaperän ominaisuuksien ja eliöyhteisöjen määrittellessä mikrotason vaihtelua. Tämä tutkimus on toteutettu maisematason tarkasteluna, jossa pien- ja suurmittakaavaisten systeemien prosessit yhdistyvät (O’rourke et al. 2015).



Kuva 2. Maaperän hiilivarastoa selittävät ympäristötekijät sekä keskeisimmät vuorovaikutussuhteet esitettynä hierarkiatasoin. Tasot kuvastavat samalla tekijöiden merkittävyyttä suhteessa spatiaaliseen mittakaavaan alkaen laajalta mittakaavalta siirtyen paikalliseen ja lopulta mikrotason vaikuttaviin tekijöihin. Keltaisin laatikoin on merkitty maaperätekijät ja sinisellä näitä säätelevät taustatekijät. Viime kädessä hiilivarastoja säätelee maaperän fauna, orgaaninen aines sekä kasvillisuuden juuristo. Kuvaajassa esitettyjen muuttujien lisäksi maaperän hiilivarastoon vaikuttaa paikallisella tasolla hetkelliset häiriötekijät, kuten metsäpalot, hyönteistuhot ja maankäytön muutokset. Tekijöiden etuliitteenä oleva m-kirjan viittaa maaperään, kyseessä esimerkiksi maaperän lämpötila.

Ympäristötekijöiden vaikutus maaperän hiilivarastoon käy edellä esitettyjen päämekanismien kautta, joko hillitsemällä tai vauhdittamalla fotosynteesiä tai respiraatiota. Ympäristötekijöiden vaikutusten kulku ei aina ole helposti havaittavissa ekosysteemien moniulotteisista systeemeistä. Lopullinen havaittu vaikutus, tämän suunta ja voimakkuus, ovat monien taustatekijöiden kompleksisten vuoro- ja yhteisvaikutusten summa (Kuva 2). Seuraavissa kappaleissa käydään läpi keskeisimmät hiilivarastojen taustalla olevat ympäristötekijät ja niiden vaikutusmekanismit.

3.3.1 Topografiset tekijät

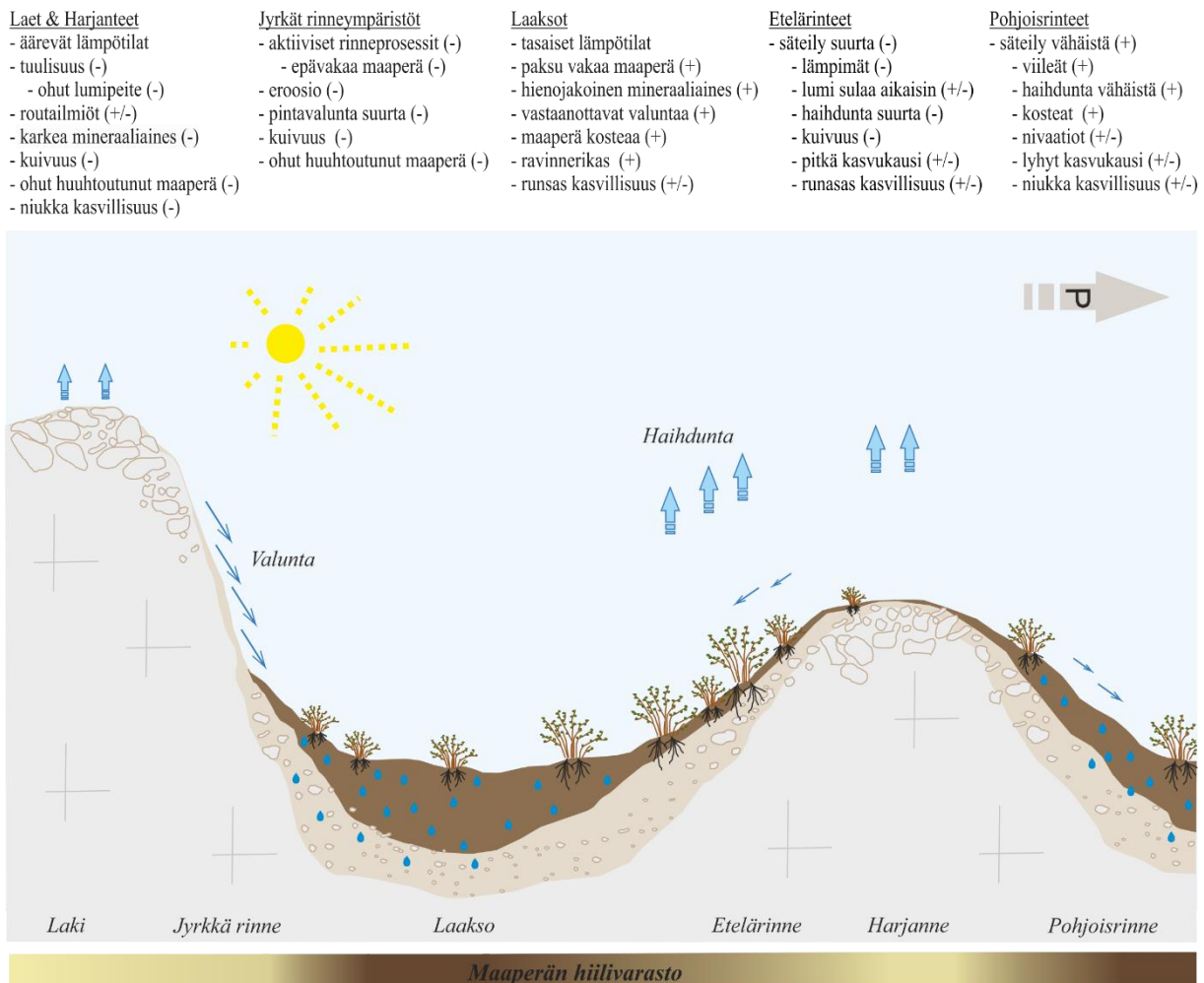
Topografian merkitys hiilivarastojen selittäjänä korostuu vuoristomaisissa maisematason tarkasteluissa, ympäristöissä, joissa topografinen vaihtelevuus on suurta (Weiss et al. 2017). Topografisten olosuhteiden vaikutukset hiilivarastoon ovat epäsuoria (Kuva 2) ja staattisia, sillä topografiaa muovaavat prosessit toimivat biokemialliseen kiertoon nähden pääasiallisesti huomattavasti pidemmällä aikaskaalalla (Holling 1992). Topografia kontrolloi lähes kaikkia muita hiilivarastoja sääteleviä tekijöitä, minkä vuoksi korkokuvaan pohjautuva hiilivarastojen mallinnus on perusteltua (Seibert et al. 2007; Johnson et al. 2011).

Topografia muokkaa maanpintaan saapuvan säteilyn määrää, lämpötilaa, paikallista tuulisuutta, lumisuutta ja hydrologiaa (Kuva 3; Litaor 2008; Aalto et al. 2017b), mitkä heijastuvat heterogeniana maaperän lämpötila- ja kosteusolosuhteissa sekä kasvillisuudessa. Maaperän hiilivarastojen onkin havaittu olevan negatiivisesti korreloituneita absoluuttisen korkeuden suhteen (Mishra et al. 2017; Weiss et al. 2017), mikä on selitettävissä topografian paikallis-ilmastovaikutusten kautta.

Korkeuden vaikutus hiilivarastoihin ei kuitenkaan ole suoraviivainen tai symmetrinen kohouman suhteen, sillä rinteiden viettosuunta vaikuttaa merkittävästi maaperän lämpötilaan ja kosteuteen (Seibert et al. 2007). Lounaisrinteet vastaanottavat huomattavasti enemmän säteilyenergiaa maapinta-alaa kohden koillisrinteisiin verrattuna tuottaen lämpötilaolosuhteissa paikallista vaihtelua (Aalto et al. 2017b). Vaikka primäärituotanto on suurempaa etelään avautuvilla rinteillä, on maaperän hiilivarastot todettu olevan suuremmat pohjois- ja koillisrinteillä viileämpien ja kosteampien olosuhteiden aiheuttaman hitaamman hajotuksen ansiosta (Johnson et al. 2011; Henkner et al. 2016; Wu et al. 2017). Säteily muokkaakin välillisesti maaperän kosteusoloja säätelemällä haihdunnan määrää (Kuva 3; Seibert et al. 2007). Rinteiden viettosuunnan merkitys energian jakautumisessa korostuu etenkin korkeilla leveysasteilla, missä auringonsäteilyn tulokulma on pieni. Esimerkiksi lounaaseen viettävät rinteet vastaanottavat enemmän säteilyenergiaa neliömetriä kohden verrattuna tasaiseen maastoon.

Rinteiden viettosuunnan lisäksi hiilivarastojen paikallista vaihtelua tuottaa myös maaston kaltevuus. Kaltevuus on merkittävä tekijä hydrologisten olosuhteiden, geomorfologisten prosessien ja maaperän vakauden säätelijänä (Wilson et al. 2004; Seibert 2007). Kaltevuus säätelee eroosion, vuotomaailmiöiden ja massaliikuntojen voimakkuutta. Jyrkillä rinteillä massaliikunnot epävakauttavat maaperää rajoittaen maannoksen syntyä. Eroosion myötä

maaperää ja tämän mukana orgaanista ainesta kulkeutuu ja huuhtoutuu ylärinteiltä aineksen kerrostuessa maaston kaltevuuden laskiessa (Seibert et al. 2007; Doetterl et al. 2016; Shelef et al. 2017).



Kuva 3. Maaperän hiilivarasto ja sitä säätelevät ympäristötekijät ilmennettynä suhteessa korkokuvaan. Kuvaajan yllä on kuvattu topografisten ympäristöjen ominaispiirteitä ja näiden tekijöiden vaikutuksen suuntaa maaperän hiilivarastoihin nähden (+/-). Harjanteiden tuulenpieksämillä maaperä on ohutta, haihdunta suurta sekä karkean raekokoon vuoksi maaperän vedenpidätyskyky on heikkoa. Olosuhteet tuottavat vähäisen ja laikuttaisen kasvillisuuden sekä ohuen orgaanisen maaperäkerroksen. Vaikka kasvillisuus ja säteilyn määrä ovat etelärinteillä runsasta, rajoittaa voimakas haihdunta maaperän kosteutta ja hiilen varastoitumista. Pohjoisrinteillä vuorostaan viileät ja kosteat olosuhteet edistävät hiilen varastoitumista. Kuljetuksen ja kasauksen lakien mukaisesti hienorakeisin mineraaliaines kasautuu alaville tasamaille edistäen veden pidättymistä maaperässä. Alhaisissa lämpötiloissa nämä alueet ovat otollisimpia ympäristöjä hiilen varastoitumiselle. Kasvillisuuden suhde maaperän hiilivarastoihin on yksihiippuinen. Kuvaajassa vesipisarasymbolit kuvaavat maaperän kosteuden jakautumista topografian suhteen. Rusehtava maaperäkerros kuvaa orgaanisen kerroksen paksuutta, beigellä on kuvattu mineraalimaan paksuutta ja harmaalla kallioperää. Maaperän hiilivarastoa kuvaavassa palkissa tummempi sävy kuvaa suurempaa varastoa.

Hydrologisten olosuhteiden säätelijänä maaston viettosuhteet ovat avainasemassa määrittäen alueiden pintavaluntaa ja kosteuden kertymistä. Kaltevuus vaikuttaa myös alueella tavattavaan raekokojakaumaan. Eroosion ja aineksen kuljetuksen seurauksena hienojakoisin aines kasautuu maastoltaan tasaisille ja alaville alueille viettäville rinteille ja harjanteille jääden karkeampaa ainesta (Milne 1936). Raekoko säätelee vuorostaan maaperän vedenpidätyskykyä, mikä osaltaan edistää kosteusolosuhteiden vaihtelua topografian suhteen (Kuva 3; Tisdall & Oades 1982).

Topografian tuottamat säännönmukaisuudet ympäristöolosuhteissa pätevät myös mesotason tarkasteluissa. Maaston vaihtuminen kuperan ja koveran välillä tuottaa säännöllisyyttä maaperän olosuhteissa mesotopografian vaihtuvuuden mukaisesti (Seibert et al. 2007; Litaor et al. 2008). Esimerkiksi ympäristöönsä nähden kohoavat harjanteet ovat usein kuivia tuulenpieksämiä, joissa maaperä on ohutta ja huuhtoutunutta sekä kasvillisuus niukkaa. Painanteet ovat sen sijaan tyypillisesti kosteita ja reheviä sekä maaperältään paksumpia (Kuva 3; Billings 1973). Ympäristöönsä nähden suhteellisen topografisen sijainnin onkin havaittu olevan respiraatiota ja hiilen kiertoa kontrolloiva tekijä (Sommerkorn 2008).

3.3.2 Ilmastolliset tekijät

Ilmasto-olosuhteet vaikuttavat biogeokemialliseen kiertoon epäsuorasti säätelemällä muita hiilivarastoon vaikuttavia ympäristötekijöitä, kuten maaperän kosteutta ja lämpötilaa sekä kasvillisuutta (Kuva 2). Paikalliset lämpötila ja sadanta olosuhteet ovat myös osittain topografian kontrolloimia. Absoluuttinen korkeus vaikuttaa merkittävästi lämpötilaan, tämän laskiessa keksimäärin noin 6,5 °C astetta kilometriä kohden (Barry & Chorley 1971). Suuret tunturikohoumat vaikuttavat lisäksi ilmavirtauksiin, sateisiin ja paikalliseen tuulisuuteen. Lämpötila ja sadanta vaikuttavat vuorostaan hiilivarastoon ainakin kolmella tavalla: säätelemällä mikrobien runsautta ja hajotustoimintaa (Biasi et al. 2005; Bond-Lamberty & Thomson 2010; Chen et al. 2015), vaikuttaen kasvillisuuden juuriston ja karikkeen tuottaman orgaanisen aineksen määrään ja laatuun (Raich & Tufekcioglu 2000; Hobbie et al. 2000; Iversen et al. 2015) sekä muokkaamalla maaperän geokemiallisia ominaisuuksia (Doetterl et al. 2015; Herndon et al. 2015).

Karkeasti ottaen lämpötila vaikuttaa maaperän hiilivarastoihin kiihdyttämällä sekä perustuotantoa että mikrobien aktiivisuutta (Raich & Tufekcioglu 2000; Balser & Wixon

2009), mikä voidaan havaita prosessien heikkenemisenä absoluuttisen korkeuden kasvaessa tai asymmetriana rinteiden viettosuuntaa seuraten. Huomioiden lämpötilan epäsuorat vaikutukset ei todellinen kausaalisuhde ole enää näin yksiselitteinen. Lämpötila säätelee muun muassa lumenviipyä ja evaporaatiota vaikuttaen maaperän kosteuteen, joka voi voimistaa tai puskuroida lämpötilan vaikutusta paikalliseen hiilivarastoon.

Arktisten alueiden ennustetut lämpötilamuutokset vaikuttaisivat huomattavasti alueen maaperän lämpötiloihin sekä ikiroudan aktiivisen kerroksen paksuuteen (Chadburn et al. 2017; Koven et al. 2017; Aalto et al. 2018). Muutokset maaperän lämpötilassa heijastuvat muutoksina kryogeenisissä geomorfologisissa prosesseissa (Chadburn et al. 2017; Aalto et al. 2017a), hydrologisissa olosuhteissa (Liljedahl et al. 2016; Bintanja 2018), kasvillisuudessa (Myers-Smith et al. 2011; Epstein et al. 2012) sekä näin ollen ravinteiden kierossa ja hiilen varastoitumisessa (Kuva 2; Davidson & Janssens 2006; McGuire et al. 2009; Čapek et al. 2015). Tämänhetkinen vallitseva käsitys on, että arktisilla alueilla respiraatio on fotosynteesiä herkempi lämpötilannousulle (Schimel et al. 1994; Bardgett et al. 2008), mikä tarkoittaisi pitkään hiilinieluna pidetyn arktisen maaperän mahdollista muuttumista nielusta lähteeksi (McGuire et al. 2009; Lundin et al. 2016; Crowther et al. 2016).

Sadanta vaikuttaa epäsuorasti maaperän hiilivarastoihin säätelemällä alueen hydrologisia olosuhteita, kuten valuntaa, infiltraatiota ja evaporaatiota sekä näin maaperän kosteusolosuhteita ja huuhtoutumista (Taylor & Seastedt 1994; Dingman 2002; Olsson et al. 2009). Sadannan lopulliseen merkitykseen vaikuttaa oleellisesti maaston kaltevuussuhteet ja suhteellinen topografinen sijainti, sillä kaltevuus määrittää pintavaluntaa ja kosteuden kertymistä. Myös sadannan ennustetaan kasvavan tulevan vuosisadan aikana arktisilla alueilla (IPCC 2013) ja sadannan tulevan enenevässä määrin sateena lumen sijasta (Bintanja & Andry 2017). Ennustetut muutokset tulevat muokkaamaan arktisten alueiden hydrologiaa, lumenviipymää ja albedoa sekä näistä johtuen myös maaperän olosuhteita (ACIA 2004; Nilsson et al. 2015; Bintanja & Andry 2017).

Arktisessa ympäristössä talvikausi on pitkä, minkä vuoksi talviolosuhteiden merkitystä ei tule väheksyä keskustellessa hiilitaseesta (Hobbie et al. 2000; McGuire et al. 2000b). Vaikka fotosynteesi lakkaa talvikaudeksi ja respiraatio hupenee, ei respiraatio täysin pysähdy (Oechel et al. 1997; Jones et al. 1999; Webb et al. 2016). Talvikauden respiraatiota säätelee pääosin maaperän lämpötila (Panikov et al. 2006; Elberling 2007), joka vuorostaan on talvikaudella pitkälti lumipeitteen eristävän vaikutuksen säätelemä. Tämän seurauksena lumen alueellinen ja

ajallinen levinneisyys ovat olennaisia tekijöitä arktisten ympäristöjen vuosittaisessa hiilitaseessa (Elberling 2007; Sullivan 2010; Lupascu et al. 2018). Topografian kontrolloima paikallinen tuulisuus säätelee lumen paksuutta. Tuulisilla harjanteilla ja puuttomilla tasamailla tavataan ohuempaa lumipeitettä, kun lumi kasaantuu penkoiksi suojarinteille tuulen kuljetuskapasiteetin laskiessa. Lumipeitteen eristävän vaikutuksen lisäksi nivaatiot, eli lumenviipymät, säätelevät paikallista hydrologiaa sekä kasvukauden pituutta ja näin potentiaalista ilmakehän hiilidioksidin sidonnan määrää (Aurela et al. 2004; Groendahl et al. 2007; McGuire et al. 2009).

3.3.3 Maaperän ominaisuudet

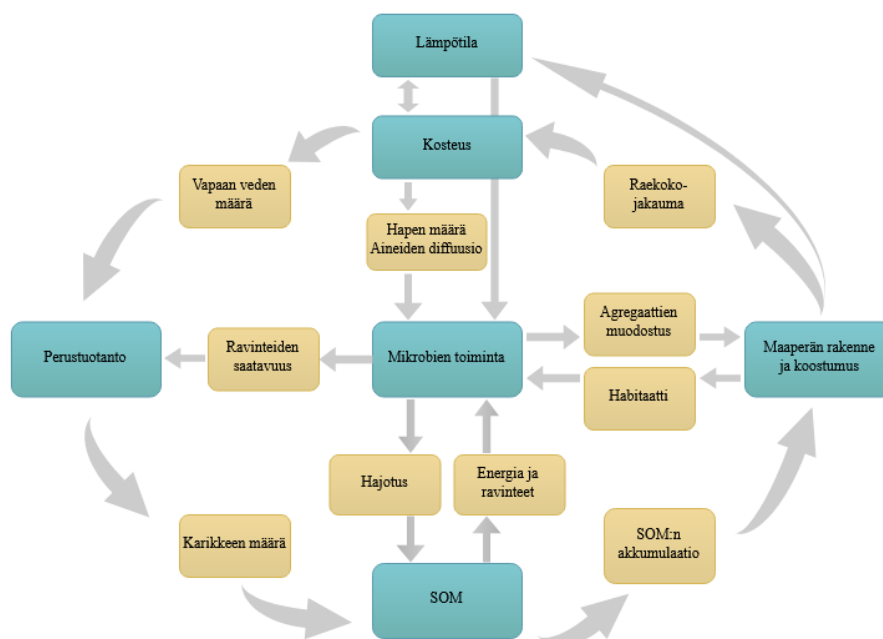
Maaperän fysikaaliset ja kemialliset ominaisuudet ovat keskeisessä asemassa säädellessään terrestristä biokemiallista kiertoa vaikuttamalla suoraan kiertoa ylläpitäviin pääprosesseihin (Kuva 2). Maaperän ominaisuudet vaikuttavat kasvillisuuden kautta perustuotannon määrään. Respiraatioon maaperän ominaisuudet vaikuttavat luomalla tätä säätelevän maaperän faunan elinympäristön (Kuva 4). Mikrobien eliöyhteisöt vaihtelevat laajalti, kuten myös näiden ympäristövasteet. Mikrobien biomassa ja eliöyhteisöt ovat riippuvaisia maaperän lämpötilasta, kosteusolosuhteista, happamuudesta, mineraalikoostumuksesta sekä hiili- ja ravinnepitoisuuksista (Balser & Wixon 2009; Banerjee et al. 2011; Manzoni et al. 2012; Kotas et al. 2018).

Maaperän fysikaalisiin ominaisuuksiin luetaan muun muassa maaperän lämpötila, kosteus ja tekstuuri. Maaperän lämpötila vaikuttaa merkittävästi biologiseen toimintaan niin kasvillisuuden kuin mikrobien osalta. Maaperän lämpötila on riippuvainen ilmastosta, pinta-alan kohdistuvan säteilyn määrästä, kasvillisuudesta, maaperän kosteuspitoisuudesta sekä arktisilla alueilla myös lumipeitteestä (Aalto et al. 2013, 2018). Toisin sanoen muuttujista, jotka ovat riippuvaisia paikallisesta korkokuvasta. Näiden lisäksi maalajin mineraalikoostumus vaikuttaa maaperän lämpötilaan, sillä maalajeilla on erilaiset lämmönjohtokyvyt ja ominaislämpökapasiteetit. Mineraalimaiden lämmönjohtavuus on orgaanisiin maaperiin verrattuna korkeampi (O'Donnell et al. 2009). Orgaanisissa maaperissä korkeampi kosteuspitoisuus tasaa lämpötilaolosuhteita veden korkean ominaislämpökapasiteetin vuoksi. Maaperän lämpötilalla ja kosteudella onkin selkeä vuorovaikutussuhde, sillä lämpötila säätelee haihdunnan kautta vuorostaan maaperän kosteuspitoisuutta (Aalto et al. 2013; Kempainen et

al. 2017). Viileissä olosuhteissa maaperään tiivistyy kosteutta, kun taas lämpimämmissä olosuhteista kosteuden haihdunta on suurta (Kuva 3).

Maaperän kosteudella tarkoitetaan maaperän huokosten täyttämän veden määrää. Tundraympäristöissä maaperän kosteus on keskeinen hydrologinen tekijä, joka säätelee kasvillisuuden levinneisyyttä ja perustuotannon määrää (le Roux et al. 2013). Lisäksi maaperän kosteus on avainasemassa respiraation säätelyssä heijastaen hapen määrää maan huokosissa (Kuva 4; Hicks Pries et al. 2013a; Moyano et al. 2013). Kosteuspitoisuuden ja respiraation suhde on todettu unimodaaliseksi, sillä kosteusolosuhteiden ääripäissä mikrobien toimintakyky heikentyy merkittävästi (Brockett et al. 2012; Moyano et al. 2013; Xu & Shang 2016). Maaperän kosteuden vaihtelua kuvaa muun muassa suhteellinen topografinen sijainti sekä maaston kaltevuus, sillä valunnan lisäksi raekoko vaikuttaa merkittävästi maaperän vedenpidätyskykyyn (Tisdall & Oades 1982; Seneviratne et al. 2010). Maaperän kosteus on suurinta painanteissa ja tasamailla, jossa tavataan myös hienojakoisinta mineraaliaineista. Kosteuden kasvaessa respiraatio heikkenee ja orgaanista ainesta akkumuloituu, mistä seuraa positiivinen takaisinkytkentä, sillä myös orgaaninen aines edistää maaperän vedenpidätyskykyä (Tisdall & Oades 1982; Kemppinen et al. 2017). Harjanteilla ja jyrkillä rinteillä maaperän kosteus on vähäisintä ohuen maaperän, karkeamman mineraaliaineuksen ja voimakkaamman valunnan vuoksi. Maaperän kosteus on useissa tutkimuksissa havaittu olevan maaperän lämpötilan kanssa yksi tärkeimmistä hiilivarastoa ja -tasetta selittävistä tekijöistä (Baumann et al. 2009; Olsson et al. 2009; Treat et al. 2014; Natali et al. 2015). Kosteissa ja viileissä olosuhteissa orgaanisen aineksen hajoamisnopeus on perustuotantoa hitaampaa, joka mahdollistaa hiilen varastoitumisen maaperään (Shaver et al. 2006; Treat et al. 2014).

Maaperän raekoon välillinen vaikutus heijastuu pääosin maaperän kosteuden kautta. Maaperän raekoolla on todettu olevan myös selkeä suora suhde maaperän hiilivarastoon (Schimel et al. 1994; Palmtag & Kuhry 2018), jossa varastoivana mekanismina toimii hienojakoisten mineraalirakeiden kyky adsorboida runsaammin orgaanista hiiltä (Oades 1988; Davidson & Janssens 2006). Hienojakoisen mineraaliaineuksen parempi adsorbointikyky on seurausta mineraalirakeiden pinta-ala-tilavuussuhteesta. Hienojakoisella aineksella on suhteessa enemmän kemiallista reaktiopinta-alaa, johon orgaaninen aines voi sitoutua mikrobien ulottumattomiin. Orgaanisen aineksen sidonnan lisäksi aggregaatit (= mineraalipartikkelin ja orgaanisen aineksen yhtymä) muokkaavat hapen ja veden kulkua maaperässä sekä vähentävät eroosiota, joten aggregaattien muodostus sääntelee osaltaan maaperän orgaanisen aineksen dynamiikkaa (Kuva 4; Bronick & Lal 2005; Yadav & Malanson 2007).



Kuva 4. Orgaanisen aineksen alueelliseen ja ajalliseen jakaumaan vaikuttavat useat maaperän muuttujat muodostaen dynaamisen kokonaisuuden, jossa vuorovaikutus on suurta. Sinertävällä värillä on kuvattu orgaanisen aineksen varastoitumisen osalta merkittävimmät päätekijät ja keltaisella mekanismit, joiden avulla päätekijät ovat linkittyneet toisiinsa (muokaten Moyano et al. 2013).

Maaperän fysikaalisten ominaisuuksien lisäksi on maaperän ravinnepitoisuuden sekä mineraalien kemiallisen koostumuksen todettu selittävän maaperän hiilivarastoa (Doetterl et al. 2015; Herndon et al. 2015). Ravinteista etenkin typen kierto on vahvasti kytkeytynyt hiilen kiertoon, sillä typpi on usein kasvillisuutta rajoittava ravinne (Luo et al. 2004; Bardgett et al. 2008; Iversen et al. 2015). Typen ja hiilen kierron kytkeytyneisyyden vuoksi näiden ravinteiden alueellinen jakauma muistuttavat vahvasti toisiaan ja orgaanisissa maaperissä tavataan usein korkeimpia typpipitoisuuksia (Shaver et al. 1992; Batjes 1996). Maaperässä typpeä esiintyy sekä orgaanisiin yhdisteisiin sitoutuneena että epäorgaanisessa muodossa, yleisimmin ammoniakkina tai nitraattina (Zhu & Zhuang 2013). Orgaaniseen ainekseen sitoutunut typpi vapautuu entsyymien ja mikrobien hajotustoiminnan seurauksena epäorgaaniseen muotoon, milloin typpi on jälleen kasvillisuuden hyödynnettävissä (Luo et al. 2004; Hernández & Hobbie 2010). Hiilen ja typen suhdelukua (C:N) käytetään kuvaamaan orgaanisen aineksen hajoamisen astetta, jossa matala suhdeluku kuvaa pitkälle hajonnutta ainesta (Batjes 1996; Palmtag et al. 2016). Suhdeluku pieneneekin yleisesti ottaen maaperän profiilin syvemmissä osissa, jossa humusaine on vanhempaa ja pidemmälle hajonnutta.

Maaperän happamuus määrittyy vetyionikonsentraation (H^+) perusteella ja ilmoitetaan logaritmisella pH-asteikolla siten, että korkea pH-arvo kuvastaa matalaa vetyionikonsentraatiota. Happamuudella on maaperän ravinnepitoisuuteen negatiivinen vaikutus positiivisesti varautuneiden vetyionien vieden ravinnekationeiden sidospaikkoja, milloin ravinnekationit huuhtoutuvat maaperästä ja maaperä happamoituu (Whittinghill & Hobbie 2012). Happamuuden vaikutus maannoksen kehitykseen ja ravinteiden huuhtoutumiseen on selkeästi havaittavissa esimerkiksi podsolmaannoksissa (Liite 1). Mainitun mekanismin lisäksi maaperän happamuus vaikuttaa myös maaperän mikrobibiomassaan ja mikrobien aktiivisuuteen säädellen näin respiraatiota. Emäksisissä ympäristöissä mikrobibiomassa ja mikrobien aktiivisuus ovat suurempia (Bååth & Anderson 2003; Rousk et al. 2009; Whittinghill & Hobbie 2012), milloin hiilivuo maaperästä kasvaa ja maaperän hiilivarastot pienenevät. Koska maaperän ravinteisuus ja happamuus ovat riippuvaisia muun muassa kasvillisuudesta ja maaperän huuhtoutumisesta, ovat ne myös välillisesti topografian säätelemiä.

3.3.4 Kasvillisuus

Tundraympäristössä kasvillisuutta säätelee pitkälti lämpötila ja kosteusolosuhteet. Keskimääräisen lämpötilan laskiessa absoluuttisen korkeuden myötä vaikuttaa tämä merkittävästi myös kasvillisuuden runsauteen (Billings 1973). Korkeuden ja fytomassan välillä onkin havaittu merkittävä negatiivinen korrelaatio (Riihimäki et al. 2017). Maaperän potentiaalista hiilivaraston kokoa kasvillisuus säätelee määrittelemällä nettoperustuotannollaan orgaanisiin yhdisteisiin sitoutuvan hiilen määrää (Kuva 1). Topografisesti vaihtelevassa ympäristössä perustuotannon määrään vaikuttaa absoluuttisen korkeuden lisäksi merkittävästi myös rinteiden viettosuunta. Suurimmat fytomassat tavataan etelä- ja lounaisrinteillä (Riihimäki et al. 2017), jotka vastaanottavat runsaimmin auringonsäteilyä. Kompleksisten vuorovaikutusjärjestelmien vuoksi kasvillisuuden ja maaperän hiilivarastot eivät kuitenkaan ole suoraan verrannollisia (Hartley et al. 2012; Iversen et al. 2015; Parker et al. 2015). Perustuotannolle suotuisat ympäristöt ovat nimittäin usein myös ympäristöjä, joissa respiraatio on suurinta.

Orgaanisen aineksen tuotannon lisäksi kasvillisuus määrittelee juurten autotrofisen respiraation määrää (Trumbore 2006; Segal & Sullivan 2014; Hashimoto et al. 2015) sekä säätelee orgaanisen aineksen kemiallisen koostumuksen kautta heterotrofista respiraatiota (Hobbie et al. 2000; Hernández & Hobbie 2010). Puuvartisen kasvillisuuden sekä sammalten ja jäkälien tuottama orgaaninen aine sisältää ruohovartisen kasvillisuuden tuottamaan ainekseen

verrattuna runsaammin ligniiniä ja selluloosaa, jotka ovat heikommin hajoavia yhdisteitä (Hobbie 1996; Shaver et al. 1997; Hobbie et al. 2000; Cornelissen et al. 2007). Ruohovartisessa kasvillisuudessa tavataan taas suhteessa enemmän helposti hajoavia hiiliyhdisteitä, milloin fotosynteesissä sitoutuneen orgaanisen aineksen hiilen viipymä maaperässä jää lyhyemmäksi (Hobbie et al. 2000).

Kasvillisuuden vaikutuksia maaperän hiilivarastoon on aikaisemmin tutkittu pääasiassa maanpäällisten parametrien ja orgaanisen aineksen laadun kautta (Iversen et al. 2015). Kasvien juurien biomassan ja fenologian lisäksi on juurien morfologisilla ominaisuuksilla todettu olevan vaikutusta hiilen kiertoon ja juurien erittämien hiiliyhdisteiden levittäytymiseen maaperässä (Sullivan et al. 2007; Hicks Pries et al. 2013b; Iversen et al. 2015). Tundraympäristössä ohut maaperä ja ikirouta rajoittavat kuitenkin osaltaan juurten vertikaalista levittäytymistä (Iversen et al. 2015). Tuoreimmat tutkimukset ovat korostaneet juuriston ominaisuuksien sekä juurien ja mykorritsan dynamiikan ritsosfäärissä olevan keskeisessä asemassa tundraekosysteemien hiilen kierron kannalta, vaikka näiden vuorovaikutus ja mekanismit tunnetaan vielä suhteellisen heikosti (Sullivan et al. 2007; Hartley et al. 2012; Parker et al. 2015; Iversen et al. 2015). Mykorritsa, eli sienirihmasto, elää symbioosissa kasvien juuriston kanssa edistäen kasvin kykyä kerätä maaperästä ravinteita. Juuret vuorostaan tarjoavat mykorritsalle fotosynteesissään sitomaansa hiiltä, eli energiaa esimerkiksi orgaanisia yhdisteitä hajottavien entsyymien tuottamiseksi (Orwin et al. 2011).

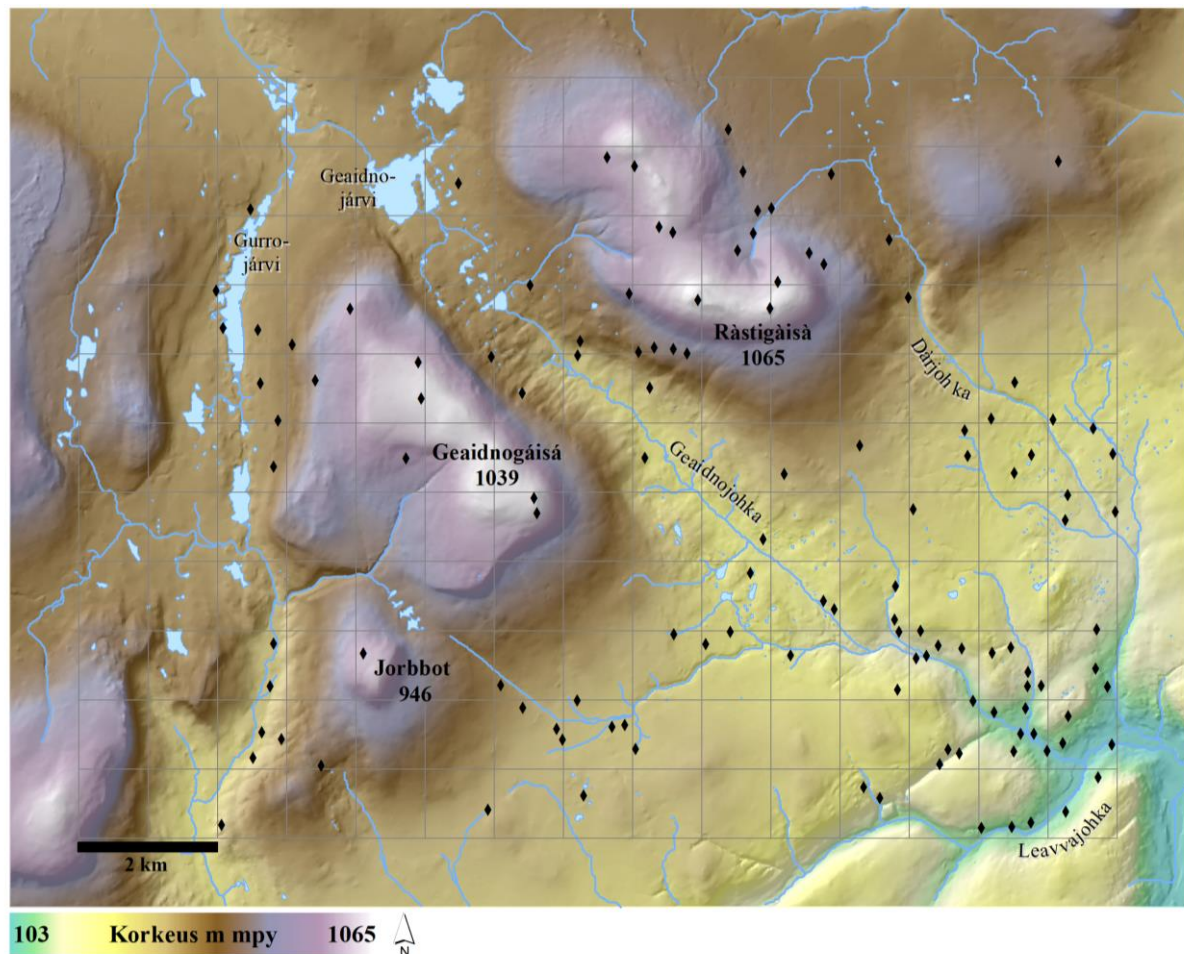
Ruotsissa subarktisessa ympäristössä tehdyissä tutkimuksissa havaittiin tilastollisesti merkittävät erot maaperän hiilivarastoissa kasvillisuustyyppien välillä. Tundraniityillä todettiin suuremmat maaperän hiilivarastot verrattuna pensastuneeseen tundraan ja tunturikoivikkoon, jossa havaittiin pienimmät maaperän hiilivarastot (Hartley et al. 2012; Parker et al. 2015). Hartley et al. (2012) tutkimuksessa todettiin tiheämmän puuvartisen kasvillisuuden mobilisoivan vanhempaa ja kemialliselta laadultaan heikommin hajoavaa orgaanista ainesta. Ilmiötä kutsutaan positiiviseksi pohjustukseksi (*positive priming*), jossa lisääntynyt orgaanisen aineksen tuotto kiihdyttää myös respiraatiota. Todennäköisin syy ilmiölle löytynee ritsosfäärissä hajotustoiminnan aktivoituessa runsaamman juuriston sekä juurten ja mykorritsan symbioosin seurauksena (Talbot et al. 2008; Iversen et al. 2015; Parker et al. 2015). Puuvartisilla lajeilla onkin todettu olevan ruohovartisiin lajeihin verrattaessa suuremmat mykorritsan biomassat (Newsham et al. 2009; Iversen et al. 2015). Samaa ilmiötä on havaittu myös muissa kuin subarktisisissa tundraekosysteemeissä (Fontaine et al. 2007; Shahbaz et al. 2017).

Positiivinen pohjustus -ilmiö on aihealue, jota tulisi tutkia tarkemmin ymmärtääksemme kokonaisvaltaisemmin kasvillisuuden ja maaperän hiilivarastojen suhdetta (Hartley et al. 2012; Parker et al. 2015; Iversen et al. 2015). Etenkin, kun samaan aikaan on havaittu ja ennustetaan puurajan nousevan sekä korkeuden että leveysasteen suhteen ja pensaiden levittäytyvän arktisille tundraniityille (Myers-Smith et al. 2011). Ennustettu arktisen alueen vihertyminen muokkaa ekosysteemejä ja hiilen kiertoa yllä mainittujen mekanismien lisäksi myös välillisesti muuttamalla maaperän lämpötila- ja kosteusolosuhteita (Cahoon et al. 2012; Aalto et al. 2013; Pearson et al. 2013). Laajalla mittakaavalla vihertyminen näyttäytyy esimerkiksi muutoksina albedossa tarkoittaen pääsääntöisesti suuremman säteilyenergiamäärän absorboitumista terrestriseen ekosysteemiin (Pearson et al. 2013).

4. TUTKIMUSALUE

Tutkimus sijoittuu 160 km² laajuiselle alueelle Skandien vuoristossa, Pohjois-Norjassa Finnmarkin läänissä (N 69° 58' E 26° 15'). Tutkimusaluetta dominoi Gaissane-tunturialue, jossa Rástigáisán (1066 m mpy), Geaidnogáisán (1038 m mpy) ja Jorbbotin (946 m mpy) tunturimassiivien laet nousevat liki tuhannen metrin korkeuteen merenpinnan yläpuolelle (Kuva 5). Tuntureita halkoo Geaidnojohka-jokilaakso, joka myöhemmin laskee Leavvajohkaan tutkimusalueen alavimmassa maastossa, tämän kaakkoisreunassa. Lähes kilometrin mittaisen korkeusvaihtelun myötä ympäristögradientit ovat laajat ja alueella tavataan monipuolista maisemaa: kivikkoisista tunturiylängöistä, paahderinteiltä, kosteisiin painanteihin, reheviin tunturiniittyihin ja tunturikoivikkoihin. Tutkimusalue sopii hyvin tundraekosysteemien tutkimukseen, laajojen ympäristögradienttien ja vähäisen ihmistoiminnan ansiosta. Asutusta alueella ei ole.

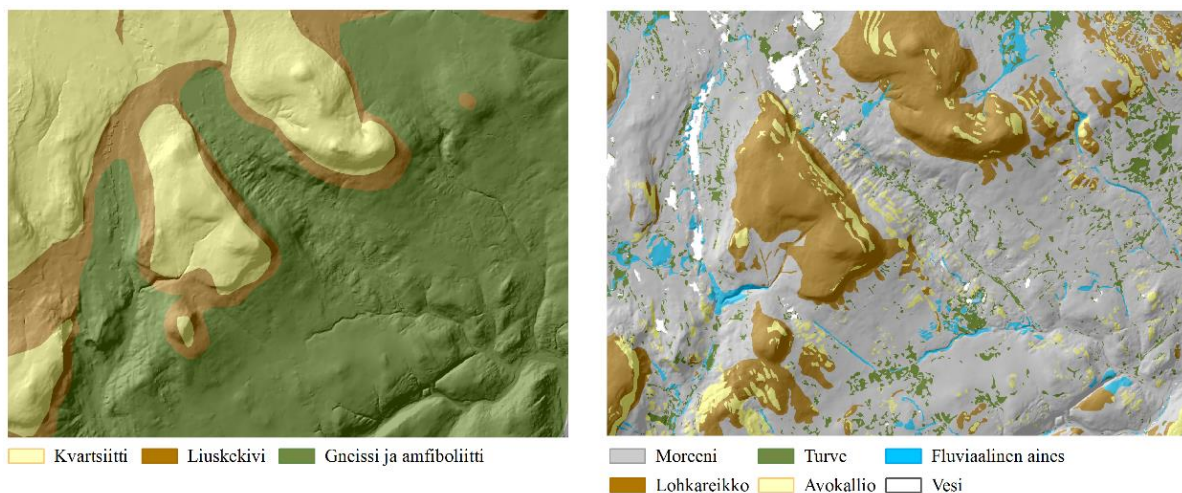
Tutkimusalueen korkokuvaa hallitsee Skandien vuoristo, joka koostuu pääosin prekambrisesta kallioperästä. Vuoristo syntyi Kaledonisessa orogeniassa, noin 400 miljoonaa vuotta sitten, Skandien työntyessä ja poimuttuessa arkeisen ylängön päälle (Donner 1995). Tutkimusalueen kallioperä koostuu pääosin gneissistä ja amfiboliitista (Kuva 6). Tunturimassiivien laet sekä



Kuva 5. Tutkimusalue esitettynä ruudukolla korkokuvan suhteen. Pisteet kuvaavat tutkimuspisteiden sijainteja matalimman pisteen sijaitessa 125 metrin ja korkeimman 1 055 metrin korkeudella mpy. Tutkimuksessa tuotetut alueelliset ennusteet on tehty koko kartan kuvaamalle alueelle.

alueen luoteisosat koostuvat kvartsiitistä, metamorfoosin kautta syntyneestä kovasta ja kulutusta kestävästä kivilajista. Tuntureiden rinteillä tavataan vuorostaan ohuelti liuskekiviä, jonka vuoksi tuntureiden keski- ja alarinteillä tavataan emäksisempää maannosta, mikä mahdollistaa vaateliaamman kasvillisuuden esiintymisen (Ryvarden 1969; Niittynen et al. 2018). Poimutuksen jälkeen on alueella koettu useampia jäätiköitymisiä, jotka ovat muokanneet alueen korkokuvaa ja pinnanmuotoja sekä vaikuttaneet maaperän muodostumiseen (Donner 1995). Tutkimusalueella tavataan laajalti moreenikumpuja ja valtaosa maa-aineksesta on moreenia (Kuva 6). Jäältä vapautumisen jälkeen ja edelleenkin tänä päivänä maisemaa ja maaperää hallitsevat periglasiaaliset prosessit, joista esimerkkeinä tuntureiden huipuilla tavattavat laajat rakkakivikot ja tunturiylängöillä tavattavat kuviomaat.

Subarktisessa ympäristössä maaperä on pääosin nuorta ja heikosti kehittyntä (Jones et al. 2009) epäsuotuisten ilmasto-olosuhteiden ja aktiivisten geomorfologisten prosessien

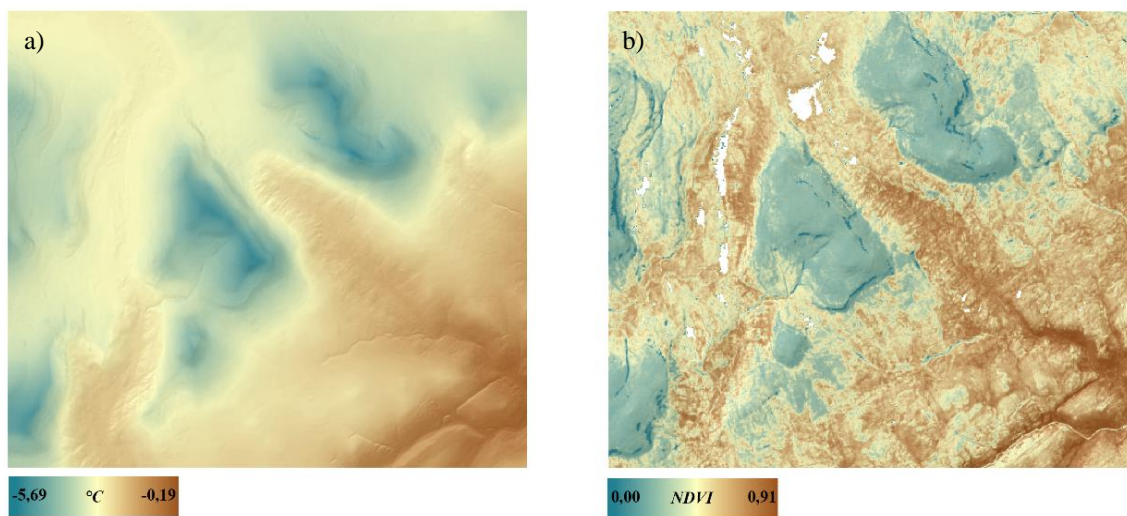


Kuva 6. Tutkimusalueen kallioperä koostuu valtaosakseen metamorfisista kivilajeista. Glasiaalihistorian seurauksena moreenikerrostumat peittävät yli puolet tutkimusalueen pinta-alasta. Fluviaalisia kerrostumia tavataan suurimpien sulamisvesipurojen lähetyviltä, turvemaan peittäessä paikallisia painanteita. Turvemaat peittävät yhteensä noin 6 % tutkimusalueen pinta-alasta (NGU 2018; Niittynen & Luoto 2017).

seurauksena. Tutkimusalueen jäätiköitymishistorian myötä on alueen maaperän kehitys alkanut myös suhteellisen myöhään jään vetäytymisen jälkeen. World Reference Base (WRB) -luokituksen mukaisista maannoksista tunnistettiin tutkimusalueen yläköalueilla etenkin leptosol- ja cambisolmaannoksia. Leptosol onkin ohut ja pedogeenisesti heikosti kehittynyt maannos, jota tyypillisesti tavataan vuoristomaisilla alueilla, jossa maaperä on ohutta ja kivistä (Jones et al. 2009). Cambisol on leptosolia kehittyneempi maannos, mutta se luokitellaan edelleen nuorehkoksi maannokseksi (FAO 2015). Happaman maaperän podsolmaannosta tavataan myös tutkimusalueella, mutta tämä rajautuu selkeästi puurajan mukaisesti tunturikoivikkoon (Liite 1). Orgaaniset hapot reagoivat mineraalien kanssa ja muodostavat yhdisteitä alumiinin ja raudan kanssa. Sadeveden perkolaation myötä yhdisteet huuhtoutuvat mineraalimaan ylimmästä kerroksesta ja rikastuvat maaperän syvempiin kerroksiin muodostaen podsolmaannokselle tunnusmerkilliset vaaleat huuhtoutumiskerrokset ja punertavat rikastumiskerrokset. Orgaanisia histosolmaannoksia tavataan paikallisissa painanteissa ja tasaisilla sulamisvesiniityillä, joissa orgaanisen aineksen hajotus on hitaampaa kuin akkumulaatio.

Tutkimusalue kuuluu arktisen alueen eteläisimpään raja-alueeseen, subarktiseen ilmastovyöhykkeeseen (Jones et al. 2009). Tutkimusaluetta voidaan kuvailla myös vuoristotundrana, sillä alueen paikallisilmastoa leimaa pohjoisen sijainnin lisäksi Skandien korkeusvaihtelun tuoma vuoristomaisuus. Vuoden keskilämpötila vaihtelee tutkimusalueella -5,7 °C ja -0,2 °C asteen välillä mukaillen alueen topografiaa (Kuva 7a; Aalto et al. 2017b). Heinäkuu on lämpimin kuukausi, jolloin keskilämpötila nousee noin +10 °C asteen tuntumaan

poissulkien tuntureiden lakialueet. Pohjoisen sijainnin myötä alueen vuotuinen säteily määrä jää vähäiseksi vaihdellen tutkimusalueella 0,07 ja 0,84 MJ cm⁻² v⁻¹ välillä (Niittynen & Luoto 2017). Jäämeren läheisyyden vuoksi sademäärät pysyttelevät korkeampina verrattuna mantereisiin alueisiin. Tutkimusalueella vuotuinen sademäärä vaihtelee noin 450 mm ja 670 mm välillä kesäkuukausien ollessa runsassateisimpia. Arktisella alueella talvet ovat pitkiä ja kylmiä. Vaikka suurin osa talven lumesta sulaa touko–kesäkuun aikana, tavataan Rástigáisán ja Geaidnogáisán rinteillä lumenviipymiä vielä elokuussa (Niittynen & Luoto 2017). Tutkimusalue lukeutuu epäjatkuvan ikiroudan alueeseen (Brown et al. 1997). Mahdollista ikiroutaa tavataan todennäköisimmin paikallisesti paksujen turvekerrosten eristysten alla.



Kuva 7. a) Tutkimusalueen vuosittainen keskilämpötila vaihtelee topografian mukaan. Lämpötila pohjautuu ilmastomalliin, jossa on hyödynnetty pohjoisen Fennoskandian alueella sijaitsevien 942 sääasemien mittausaineistoa vuosilta 1981–2010 sekä korkeusmallista johdettuja muuttujia (Aalto et al. 2017b). b) Kasvillisuuden runsautta kuvaava NDVI-indeksiä verrattaessa keskilämpötilaan ja korkeusmalliin voidaan havaita alueella tavattava voimakas korrelaatio korkeuden, lämpötilan ja kasvillisuuden välillä. NDVI-indeksin arvot vaihtelevat 0 ja 1 välillä, jossa kasvava arvo kuvastaa runsaampaa kasvillisuutta. NDVI-indeksi on laskettu Landsat 8 satelliittikuvaan perustuen kasvukauden ollessa huipussaan (USGS 2017).

Kasvillisuus myötäilee pitkälti alueen topografiaa sekä lämpötila- ja kosteusolosuhteita tunturikoivun (*Betula pubescens* subsp. *czerepanovii*) muodostaessa alueen puurajan noin 250–350 m mpy korkeudella. Rehevintä on tutkimusalueen kaakkoisosassa jokilaaksojen tunturikoivikoissa (Kuva 7b), joista alkaa vaihtuminen pensas-, varpu- sekä sammal- ja jäkäläkasvillisuuden kautta kohti tunturipaljakkaa. Alavissa jokilaaksoissa puurajan alapuolella esiintyy runsaslukuisesti myös pensasmaisia pajuja (*Salix*), ruohovartisia lajeja kuten ruohokanukka ja metsäkurjenpolvi (*Cornus suecica*, *Geranium sylvaticum*) sekä saniaisia (*Pteridophytina*). Puurajan yläpuolella tunturikankaalla yleistyvät lajit, kuten vaivaiskoivu (*Betula nana*), vaivaispaju (*Salix herbacea*) ja maanmyötäisesti kasvavat varvut, joista

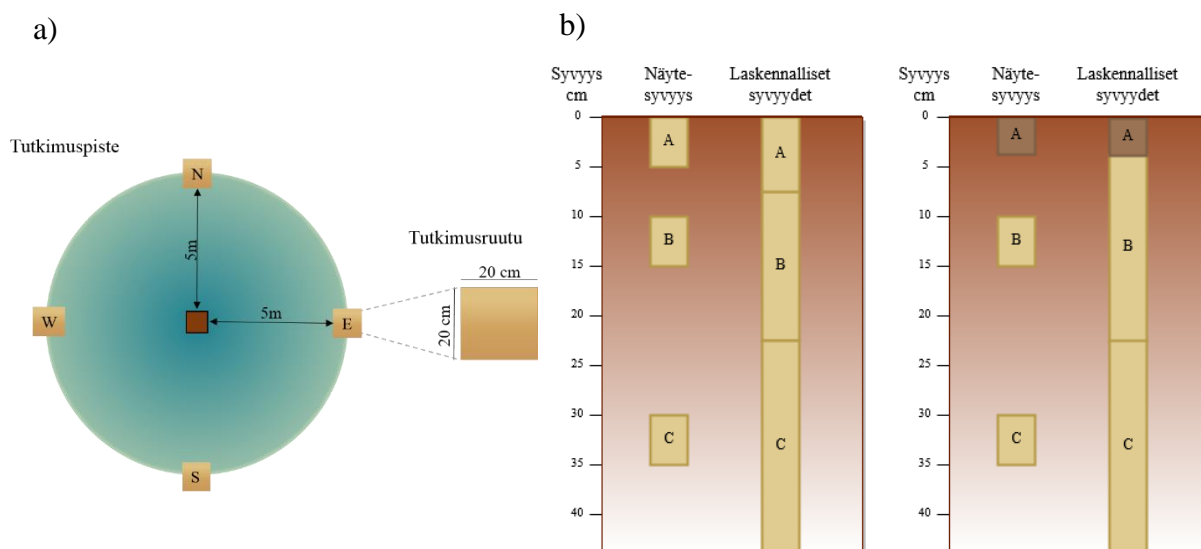
yleisimmät ovat pohjanvariksenmarja (*Empetrum nigrum* subsp. *hermaphroditum*), mustikka (*Vaccinium myrtillus*), puolukka (*Vaccinium vitis-idaea*) ja juolukka (*Vaccinium uliginosum*; Ryvar den 1969). Kosteikoilla tavataan pensasmaisia pajuja, heinäkasvillisuutta sekä sammalia. Heinä- ja sarakasvillisuutta tavataan läpi koko tutkimusalueen karuimpia lakiosia lukuun ottamatta. Tunturilakien rinteillä noin 700–800 metrin yläpuolella kasvillisuus on enää hyvin vähäistä (Kuva 7 ja 21a).

5. AINEISTO

Tutkimuksessa käytetty aineisto koostuu maastossa kerätystä maaperän näyteaineistosta ja deskriptiivisistä havainnoista sekä korkeusmallista johdetuista topografisista muuttujista. Koeasetelmassa on yhteensä 125 tutkimuspistettä (Kuva 5), joilla jokaisella on pääilmansuuntien mukaan neljä tutkimusruutua viiden metrin säteellä tutkimuspisteen keskipisteestä (Kuva 8). Maaperänäytteitä kerättiin pohjoiselta ja eteläiseltä tutkimusruuduilta sekä kuvailevaa havaintoaineistoa kaikilta neljältä tutkimusruuduilta. Useamman tutkimusruudun avulla pyrittiin tuottamaan kenttäaineisto, joka kuvaa mahdollisimman hyvin koko tutkimuspisteen olosuhteita (Schoeneberger et al. 2012; Tóth et al. 2013). Tutkimuspisteiden sijainnit valittiin ositetulla otannalla siten, että pisteet kattavat laajalti tutkimusalueen eri ympäristömuuttujien gradientit (Kuva 9). Kentällä tutkimuspisteen keskipiste määritettiin GPS-laitteen koordinaattitietojen avulla, minkä sijaintitarkkuus on noin viisi metriä.

5.1 Kenttäaineisto

Kenttäaineisto kerättiin 19.7.–10.8.2017 ajanjakson aikana. Maaperänäytteitä kerättiin kummastakin tutkimusruudusta kolmesta eri syvyydestä: 0–5 cm, 10–15 cm ja 30–35 cm (Kuva 8). Siten osanäytteitä oli maksimissaan kuusi kappaletta tutkimuspistettä kohden. Näytteitä kerättiin eri syvyyksiltä tavoittaakseen tarkempi kuva hiilen vertikaalisesta vaihtelevuudesta pintamaassa. Hiilipitoisuuden vertikaalinen vaihtelu on huomioitava, jotta voidaan tuottaa luotettavat estimaatit alueen hiilivarastoista (Jobbager & Jackson 2000; Hugelius et al. 2013a).



Kuva 8. Tutkimuspisteiden koeasetelma. a) Jokainen tutkimuspiste koostuu neljästä tutkimusruudusta, joista kerättiin kuvailevaa havaintoaineistoa. Pohjoiselta ja eteläiseltä tutkimusruudulta kerättiin lisäksi maaperänäytteet kolmelta eri syvyydeltä, joiden avulla laskettiin koko maaperäkerroksen hiilivarasto. Tutkimuspisteen keskipisteessä ei tehty määrittelyjä. b) Maaperänäytteiden näytteenotto syvyydet ja hiilivarastolaskuissa käytetyt kerossyvytydet. Vasemmanpuolinen tapaus kuvaa tilannetta, jossa kaikki näytteet ovat olleet samaa ainesta, joko mineraalista tai orgaanista. Oikeanpuoleinen vuorostaan tilannetta, jossa maaperässä on ollut neljän senttimetrin paksuinen orgaaninen kerros.

Tutkimusalueen 125 tutkimuspisteeltä saatiin 116 tutkimuspisteestä kerättyä vähintään yksi näyte. Yhteensä maaperänäytteitä kerättiin 368 kappaletta. Näytteitä kerättiin 10–15 cm syvyydeltä 89 pisteeltä ja 30–35 cm syvyydeltä 16 tutkimuspisteeltä (Liite 3). Ohut maaperä ja kivisyys rajoittivat luotettavaa näytteenottoa, minkä vuoksi näytettä ei saatu kerättyä kaikista tutkimusruuduista tai syvyyksistä. Vuoden 2017 alkukesä oli erityisen viileä, minkä vuoksi tutkimusalueella tavattiin vielä kenttätöiden aikana runsaasti sulamisvesitulvia ja lumenviipymiä. Muutamalta tutkimuspisteeltä jäi maaperänäyte keräämättä maan lumipeitteen vuoksi (tutkimuspisteet 976 ja 1034; Liite 3). Häiriintymätöntä näytettä ei myöskään saatu kerättyä kosteimpien suoalueiden tutkimuspisteiltä, joissa vedenpinta oli maanpinnan tasossa (tutkimuspisteet 535 ja 547; Liite 3). Kyseisissä kohteissa luotettavan näytteen keräämiseksi olisi tarvittu suokairaa. Mikäli orgaaninen maaperäkerros oli tutkimusruudussa alle yhden senttimetrin paksuinen, ei orgaanisesta kerroksesta kerätty näytettä. Katsottiin, ettei näin ohuesta kerroksesta saada kerättyä näytettä luotettavasti ilman merkittävää sekoittumista mineraalimaan kanssa. Koska maaperänäytteet kerättiin pintamaasta, 0–35 cm syvyydeltä, ei näytteenoton yhteydessä tavattu ikeiroutaa. Näin ollen mahdollisen ikeiroudan varastoimaa hiiltä ei ole tässä tutkimuksessa huomioitu.

Maaperänäytteet kerättiin metallisella sylinterillä, jonka tilavuus oli tunnettu (141,4 cm³ tai 88,0 cm³). Näytettä pyrittiin keräämään tilavuudeltaan vähintään 100 cm³ luotettavan tilavuuspainon (BD, *bulk density*) laskemiseksi. Näytettä kerättiin tilavuudeltaan saman verran tutkimuspisteen pohjoiselta ja eteläiseltä tutkimusruudulta, jotta laboratoriossa tehtävä kokoomanäyte edustaisi samassa suhteessa kummankin tutkimusruudun olosuhteita (Schoeneberger et al. 2012; Tóth et al. 2013).

Maaperänäytteenoton yhteydessä tehtiin tutkimusruutujen kuvailua (Taulukko 1). Jokaiselta tutkimusruudulta arvioitiin silmämääräisesti karikkeen peitto viiden prosenttiyksikön tarkkuudella, mikäli peitto arvioitiin olevan > 10 % ja yhden prosenttiyksikön tarkkuudella, mikäli peitto arvioitiin olevan < 10 %. Maaperän orgaanisen kerroksen paksuus mitattiin näytteenottokuopasta. Maaperän syvyys ja kivisyys mitattiin pistokairalla viiden kairauksen keskiarvon määrittäessä tutkimusruudun maaperän syvyydeksi. Kivisyys laskettiin kaavalla: $kivisyys = (-3,33 * \text{maaperän syvyys}) + 100$ (Viro 1952). Laskentakaavan tulos ilmaisee karkean arvion kivisyydestä prosentteina. Maaperän tekstuuri ja maannos arvioitiin silmämääräisesti paikan päällä. Maannokset luokiteltiin World Reference Base (WRB) -järjestelmän mukaisesti (FAO 2015). Podsolimaannoksista kirjattiin ylös myös huuhtoutumiskerroksen paksuus (cm) ja syvyys (cm maanpinnasta). Lisäksi määriteltiin jokaisen tutkimusruudun orgaanisen kerroksen, mineraalimaan ja mahdollisen huuhtoutumiskerroksen väri Munsell Soil Color Chart -järjestelmän mukaisesti (Munsell 2000). Maaperän väri on tunnusmerkki, joka antaa osviittaa muun muassa orgaanisen aineksen pitoisuudesta tai mineraalien, kuten karbonaattien ja rautaoksidien pitoisuuksista maaperässä (Jones et al. 2009). Havaintoaineiston ollessa tutkimusruutukohtaista tietoa laskettiin näistä keskiarvot jokaiselle tutkimuspisteelle. Luokkamuuttujilla valittiin ruutukohtaisesta aineistosta moodiarvo priorisoiden etelä- ja pohjoisruutujen arvoja tasatilanteissa.

Taulukko 1. Kenttäaineiston muuttujat.

MAAPERÄNÄYTTEISTÄ JOHDETUT MUUTTUJAT		
Muuttuja	Selite	Yksikkö
SOC	Maaperän orgaaninen hiili	kg m ⁻²
SOM	Maaperän orgaaninen aines	%
C	Hiilipitoisuus	%
N	Typipitoisuus	%
C:N suhde	Hiilen ja typen suhde	suhdeluku
pH	Happamuus	pH-asteikko
BD	Tilavuuspaino	g cm ⁻³
GWC	Gravimetrisen vesimäärä näytteessä	%
CF	Karkean aineksen osuus, raekoko >2mm	%
HAVAINTOAINEISTON MUUTTUJAT		
Muuttuja	Selite	Yksikkö
Karike	Karikkeen peitto tutkimuspisteellä	%
Orgaaninen kerros	Orgaanisen kerroksen paksuus	cm
Maaperän syvyys	Maaperän syvyys tutkimuspisteellä	cm
Huuhtoutumiskerros	Huuhtoutumiskerroksen syvyys ja paksuus	cm
Kivisyys	Maaperän kivisyys perustuen kairauksiin	%
Tekstuuri	Maaperän raekoko (siltti, hiekka, sora, lohkare, orgaaninen)	-
Org väri	Orgaanisen maaperän väri	MSC-koodi
Min väri	Mineraalisen maaperän väri	MSC-koodi
Huuht. väri	Huuhtoutumiskerroksen väri	MSC-koodi
Maannos	Histosol, podsol, cambisol, leptosol	-

MSC = Munsell Soil Color

5.2 Topografinen aineisto

Tutkimuksessa hyödynnetty topografinen aineisto on BioGeoClimate Modelling Lab:n kokoama aineisto. Käytetyt topografiset muuttujat (Taulukko 2; Kuva 9) ovat kaikki johdettu 10 metrin resoluutioisesta digitaalisesta korkeusmallista (DEM, *digital elevation model*). Korkeusmalli on ladattu Norjan kansallisen maanmittauslaitoksen paikkatietopalvelusta (Kartverket 2015). DEM:stä on laskettu jokaisen pikselin absoluuttinen korkeus, rinteiden viettosuunta ja kaltevuus. Säteily kuvaa vuosittaisen potentiaalisen suoran auringonsäteilyn maksimaalista määrää neliösenttimetriä kohden (MJ cm⁻² v⁻¹) ilmentäen maanpinnan lämpötilaa. Säteily on laskettu algoritmilla, joka huomioi alueen viettosuunnan, kaltevuuden ja leveysasteen (McCune & Keon 2002). Rinteiden viettosuunnan asteikko (0 = 360°) soveltuu

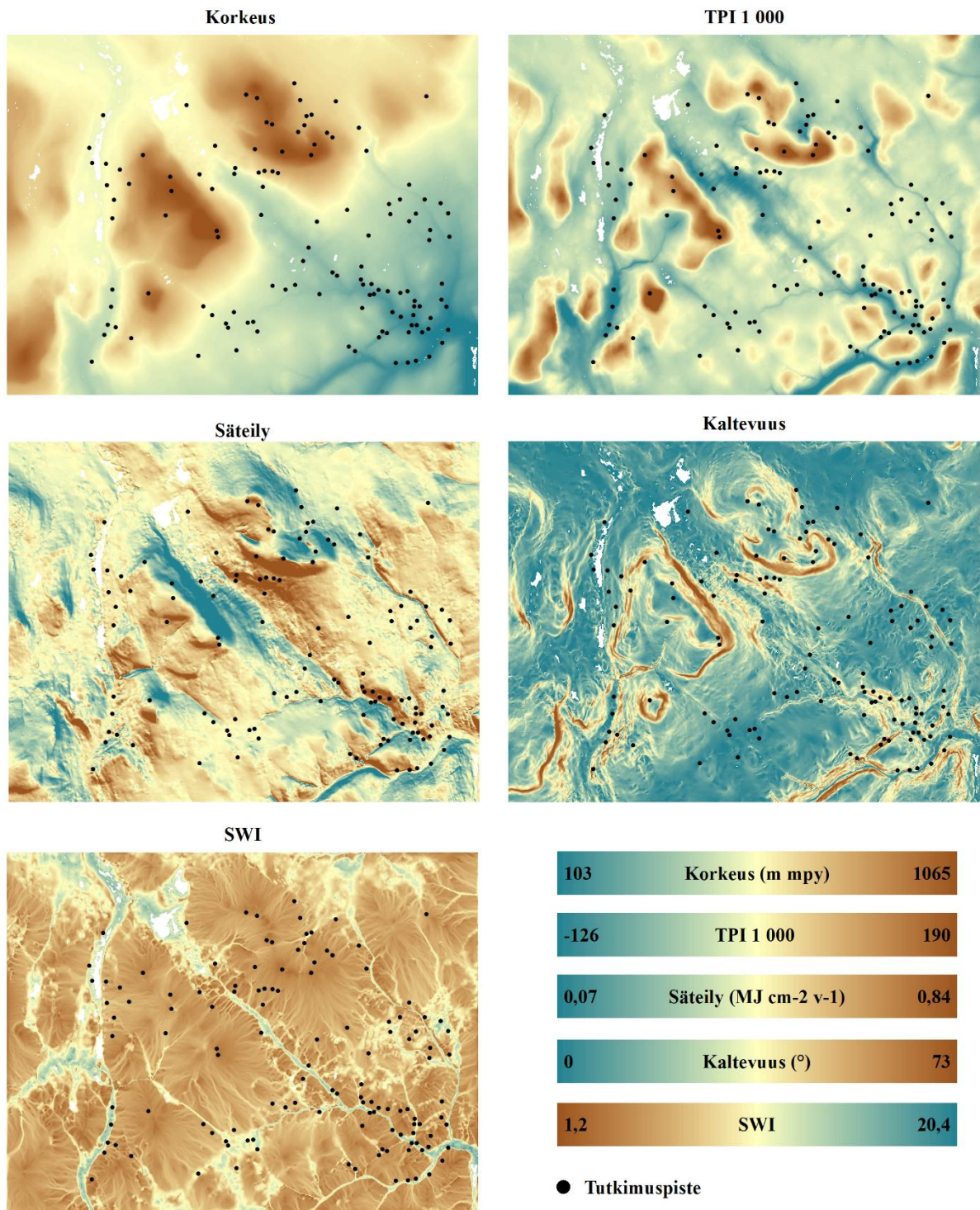
heikosti tilastolliseen analysointiin, jossa arvojen oletetaan olevan jatkumoa. Siitä syystä on tässä tutkimuksessa käytetty säteilyä ilmentämään rinteen viettosuunnan vaikutusta.

Maaperän kosteusolosuhteiden kuvaamiseksi on laskettu topografinen kosteusindeksi (TWI, *topographic wetness index*; Beven & Kirkby 1979) ja tästä muunneltu SAGA-paikkatieto -ohjelmiston kosteusindeksi (SWI, *SAGA wetness index*; Böhner & Selige 2006). TWI-indeksin laskentakaavassa huomioidaan maaston kaltevuus sekä ylärinteen pinta-ala, josta vesi valuu kyseisen pisteen läpi. SWI-indeksissä on laskentaa paranneltu siten, että valunnassa huomioidaan maaston mesotopografiaa, eikä pintavalunnan oleteta virtaavan tasaisena kerroksena. Täten SWI-indeksi antaa monissa tapauksissa realistisemmän kuvan alueen pintavalunnasta TWI-indeksiin verrattuna (Böhner & Selige 2006).

Taulukko 2. Korkokuvasta johdetut mallinnusmuuttujat.

Muuttuja	Selite	Yksikkö	Laskenta- menetelmän lähde
Korkeus	Absoluuttinen korkeus merenpinnan yläpuolella	metri	-
Kaltevuus	Rinteen vietto	asteet	-
Säteily	Maksimaalinen potentiaalinen suora auringonsäteily	MJ cm ⁻² v ⁻¹	McCune et al. 2002
SWI (<i>SAGA Wetness Index</i>)	SAGA maaperän kosteus	indeksi	Böhner & Selige 2006
TPI1000 (<i>Topographic Position Index</i>)	Topografinen sijainti, tarkastusikkunan säde 1 000m, laakso < 0 < harjanne	indeksi	Guisan et al. 1999

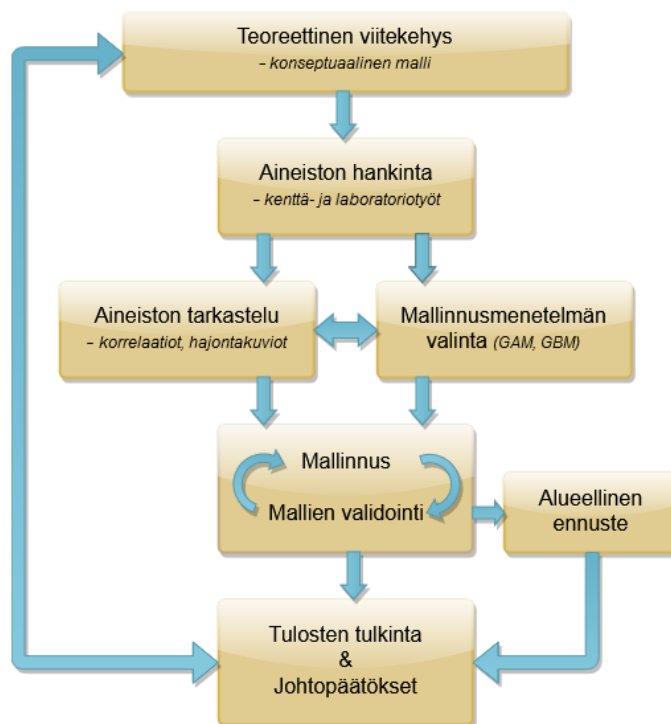
Kosteusindeksien lisäksi on korkeusmallista laskettu suhteellinen topografinen sijainti -indeksi (TPI, *topographic position index*), joka kuvaa alueen mesotopografiaa. Indeksiarvo ilmaisee pisteen topografista sijaintia ympäristöönsä nähden ennalta määritellyn tarkasteluikkunan koon mukaisesti. Jokaisen pikselin korkeutta verrataan tarkasteluikkunan pikseleiden keskiarvoiseen korkeuteen (Guisan et al. 1999; Weiss 2001). Positiiviset indeksiarvot kuvaavat ympäristöstä kohoavia harjanteita ja negatiiviset arvot laaksoja, ympäristöönsä nähden alavia maita. Indeksiarvot nollan tuntumassa voivat ilmentää joko keskirinnettä tai hyvin laakeaa aluetta (Weiss 2001). Topografinen sijainti -indeksi on erityisen herkkä mittakaavan suhteen, minkä vuoksi TPI-indeksi on laskettu viidellä eri mittakaavalla: 1 000 metrin, 500 metrin, 200 metrin, 100 metrin ja 50 metrin tarkistusikkunaa hyödyntäen. Mallinnusta varten poimittiin rasteriaineistoista tutkimuspisteiden pikseliarvot hyödyntämällä ArcGIS-ohjelman *Extract Multi Values to Points* -työkalua (ESRI 2018).



Kuva 9. Topografisten mallinnusmuuttujien gradientit ovat tutkimusalueella suuria. Alue kattaa laajan kirjon ympäristöolosuhteita, joissa muuttujien yhteisvaikutukset ovat vaihtelevia. Esimerkiksi samoilla korkeuksilla tavataan muun muassa kosteusolosuhteiltaan ja kaltevuudeltaan hyvin vaihtelevaa ympäristöä. Kosteikot sijaitsevat paikallisissa painanteissa sekä tunturien kaakkoispuolen edustan tasamailla, jossa kaltevuus on pientä.

6. MENETELMÄT

Tutkielman työn kulku on havainnollistettu alla olevassa kuvaajassa (Kuva 10). Ennen aineiston hankintaa ja tutkimuksen asettelua syvennyttiin aiheen tutkimuskenttään ja laadittiin tämän pohjalta konseptuaalinen malli. Aineiston hankinnan jälkeen tätä tarkasteltiin sekä visuaalisesti että tilastollisesti, jonka yhteydessä aineistoon sopivat monimuuttujamallinnus-menetelmät valittiin. Alueellinen ennuste, selittävien muuttujien merkitykset ja mallien toimivuuden mittarit ovat mallinnuksen tuotos ja tämän tutkimuksen tulos. Lopulta mallinnuksen tuloksia tulkittiin ja peilattiin teoreettiseen viitekehykseen ja tässä tehtyihin oletuksiin. Seuraavassa esitetään käytetyt laboratorio- ja mallinnusmenetelmät.



Kuva 10. Tutkimuksen kulku alkaen teorian hahmottamisesta ja aineiston hankinnasta, analysointiin, tulosten tulkintaan ja johtopäätösten tekoon.

6.1 Laboratoriomenetelmät

Maaperänäytteet analysoitiin Geotieteiden ja maantieteen laitoksen laboratoriossa syksyn 2017 aikana. Analysoitavat näytteet säilytettiin kylmiössä ilmatiiviissä pusseissa ennen käsittelyä. Analyseissä on noudatettu Suomen standardiliiton (SFS) ja kansainvälisen standardiliiton (ISO) standardeja. Esikäsittelyssä pakastetut maaperänäytteet kylmäkuivattiin Scanvac-vakuumikylmäkuivaajalla alhaisessa lämpötilassa (n. -54°C) ja paineessa ($< 6 \text{ hPa}$) muutaman vuorokauden ajan (SFS3008). Kylmäkuivauksessa näytteessä oleva kosteus sublimoituu alhaisen paineen sekä kylmäelementin ja kuivauskammion välisen lämpötilaeron vaikutuksesta. Kuivauksen yhteydessä saatiin selville näytteiden gravimetrinen kosteuspitoisuus (GWC, *gravimetric water content*), eli näytteessä olleen veden massa suhteessa kuiva-aineksen massa. Tuloksissa tulee huomioida menetelmän jäämäkosteus, joka on $< 5 \%$.

Mineraalinäytteistä suodatettiin pois karkea aines kahden millimetrin muovisen suodattimen lävitse. Kylmäkuivauksen ja suodatuksen jälkeen yhdistettiin kokoomanäytteet. Tutkimuspisteen pohjoisen ja eteläisen tutkimusruudun saman syvyyden näytteet sekoitettiin yhteen muovipussiin. Mikäli pohjoisen ja etelän tutkimusruutujen näytteet olivat eriävää ainesta, toinen orgaanista ja toinen mineraalista, ei kokoomanäytettä tehty, vaan näytteet analysoitiin erikseen. Tällaisissa tilanteissa kahden näytteen tulosten keskiarvoa käytettiin kuvaamaan tutkimuspisteen tilannetta. Tämän kaltaisia tapauksia oli 13:lla tutkimuspisteellä 0–5 cm syvyydellä ja kolmella tutkimuspisteellä 10–15 cm syvyydellä.

Maaperän happamuutta tutkittiin pH:n mittauksella (ISO 10390). Menetelmä perustuu mitattavan liuoksen ja mittarin elektrodin sisällä olevan nesteen jännite-eroon, joka on verrannollinen vetyionien määrään nesteessä. Koska mittaus tehdään liuoksesta, sekoitettiin maaperää ultrapuhtaaseen laboratorioveteen (1:5 näytettä, 4:5 Milli-Q -vettä) ja seosta ravisteltiin viiden minuutin ajan (180 rpm). Sekoituksen jälkeen näyte sentrifugoitiin kymmenen minuutin ajan (2 000 rpm) erottaakseen kiinteät partikkelit liuoksesta. Ennen mittausta liuos lämmitettiin vesihauteessa 25 °C asteeseen, koska lämpötila vaikuttaa mitattuun pH-arvoon. Mitattu pH-arvo luettiin kahden minuutin stabilointiajan jälkeen. Mittarin kalibroimiseen käytettiin pH 7 ja pH 4 -puskuriliuoksia.

Maaperän orgaanisen aineksen määrittäminen tehtiin hehkutusanalyysin avulla (*LOI, loss on ignition*; SFS 3008). Näytteitä hehkutettiin kahden tunnin ajan 550 °C asteessa, milloin kaikki näytteessä oleva orgaaninen aines palaa. Punnitsemalla näytteet ennen ja jälkeen hehkutuksen voidaan määrittää orgaanisen aineksen pitoisuus näytteessä seuraavalla kaavalla:

$$LOI = \left(\frac{\text{Hehkutusjäännös } g}{\text{Kuivapaino } g} \right) * 100$$

Osalle 0–5 cm syvyyden ja 10–15 cm syvyyden näytteille tehtiin CNS-ravinneanalyysi Vario elementar Micro cube -analysaattorilla. Ravinneanalyysiin valittiin osajoukko näytteistä ositetun otannan perusteella, jotta otos kattaisi mahdollisimman hyvin ympäristögradienttien vaihtelun. Otanta perustui korkeuteen (m mpy), säteilymäärään ($\text{MJ cm}^{-2} \text{ v}^{-1}$) ja TWI-indeksiin. Otannan ulkopuolelle jätettiin tutkimuspisteet, joiden osanäytteet olivat eriävää ainesta. Ravinneanalyysiin ei myöskään valittu 30–35 cm syvyyden näytteitä, sillä otannassa priorisoitiin alueellista kattavuutta. Ravinneanalyysissä selvitettiin näytteiden hiili-, typpi- ja rikkipitoisuudet. Rikin määrittäminen onnistui ainoastaan muutamilla näytteillä, joten rikin tulokset

jätettiin kokonaan pois tarkasteluista. Analyysia varten näytteet hienonnettiin ja homogenisoitiin.

Ravinneanalyysin hiilipitoisuuksien ja hehkutusanalyysin orgaanisen aineksen pitoisuuksien tuloksilla laskettiin orgaanisen aineksen ja hiilipitoisuuden suhdeluku. Suhdeluvun avulla laskettiin hiilipitoisuudet näytteille, joille ravinneanalyysiä ei tehty. Puuttuvat hiilipitoisuudet laskettiin seuraavilla kaavoilla erikseen orgaanisille ja mineraalisille näytteille:

Orgaaniset näytteet:

$$C \% = 0,5049 * SOM \% + 1,872 \quad (R^2 = 0.92)$$

Mineraaliset näytteet:

$$C \% = 0,5825 * SOM \% - 0,669 \quad (R^2 = 0.96)$$

Suhteellisten hiilipitoisuuksien avulla laskettiin jokaiselle tutkimuspisteelle tämän hiilivarasto (kg C m⁻²). Hiilivarasto laskettiin kaavalla:

$$SOC \text{ kg/m}^2 = C \% * BD * T * (1 - CF) * 10$$

jossa C (%) on tutkimuspisteen hiilipitoisuus, BD on maaperän tilavuuspaino (g/cm³), T on maaperäkerroksen paksuus (cm) ja CF on karkean aineksen osuus näytteessä (%). Kertomalla tulos kymmenellä saadaan tulosten yksikkö muunnettua kilogrammoiksi hiiltä neliometriä kohden. Kaava on yleisesti käytetty maaperän hiilivaraston tutkimuksissa (Tarnocai et al. 2009; Hugelius et al. 2013a; Siewert 2018). Hiilipitoisuuden vertikaalisen vaihtelun vuoksi tutkimuspisteen hiilivarasto on laskettu erikseen eri näytesyvyyksille lopullisen varaston ollessa näiden summa (Kuva 8).

Laboratorioanalyysien luotettavuutta tarkasteltiin rinnakkaisnäytteiden avulla. Ravinneanalyysissa hyödynnettiin ravinnepitoisuuksiltaan tunnettuja vertailunäytteitä ("humus h3" orgaanisille näytteille ja "soil ncszc73007" mineraalisille näytteille). Analyysien onnistumista ja luotettavuutta tarkasteltiin rinnakkaismääritysten pohjalta laskettujen keskihajontojen ja vaihtelukertoimien avulla. Keskihajonta ja vaihtelukertoimet kuvastavat analyysin toistotarkkuutta (Ehder 2005). Keskihajonnan ollessa sidoksissa määritettävän aineen vaihteluvälin mittakaavaan on vaihtelukerroin suhteellinen arvo, joka mahdollistaa vertailun eri vaihteluväleillä olevien mitattavien aineiden välillä. Tunnusluvut laskettiin seuraavilla kaavoilla:

Keskihajonta:

$$s = (|tulos1 - tulos2|)/1,128$$

Vaihtelukerroin:

$$C = (s/av)*100$$

Vaihtelukertoimen kaavassa "s" on keskihajonta ja "av" on rinnakkaisten tulosten keskiarvo.

6.2 Mallinnusmenetelmät

Aineiston visuaalinen tarkastelu ja tilastollinen analysointi tehtiin kokonaisuudessaan R-ohjelmalla (R Core Team 2018). Aineiston käsittelyprosessiin sisältyi aineistoon tutustumista ja tämän tarkastelua, mallinnusta, alueellista ennustamista ja mallien toimivuuden arviointia (Kuva 10). Aineistoa kuvailtiin ja tarkasteltiin muun muassa muuttujien tärkeimpien tilastollisten tunnuslukujen, korrelaatioiden ja hajontakuvioiden avulla (Revelle 2019), joita hyödynnettiin esimerkiksi mallinnusmuuttujien valinnassa. Maaperän hiilivarastojen mallinnuksessa ja topografisten tekijöiden suhteellisten merkitysten selvittämiseksi hyödynnettiin monimuuttujamallinnuksen menetelmiä. Analyyseissä käytettiin kahta eri monimuuttujamallinnusmenetelmää, yleistettyä additiivista mallia (GAM, *generalized additive model*) ja yleistettyä luokittelupuumenetelmää (GBM, *generalized boosted regression modeling*). Monimuuttujamallinnus- ja koneopin menetelmät ovat viime vuosina vakiintuneet maaperän kompleksisten vuorovaikutusten tutkimuksissa (de Brogniez et al. 2015; Siewert 2018; Zeraatpisheh et al. 2018).

6.2.1 Yleistetyt additiiviset mallit

Yleistetyt additiiviset mallit kuuluvat lineaaristen mallien malliperheeseen, mutta eroavat perinteisistä lineaarisista malleista parametrittomuudellaan (Hastie & Tibshirani 1990 ;Yee & Mitchell 1991). Mallit eivät siis perustu matemaattisiin funktioihin. GAM-mallinnus on visuaalinen ja aineistolähtöinen menetelmä, joka pohjautuu tasoitusfunktion muodostamiseen. Malli sovittaa tasoitusfunktion annettuun aineistoon käyttäjän ennalta määräämän tarkkuuden mukaisesti (Hastie & Tibshirani 1990; Wood et al. 2015). Täten GAM-mallit ovat lineaarisiin malleihin verrattuna huomattavasti joustavampia aineiston suhteen (Hastie & Tibshirani 1990).

Käyttäjä voi vapausasteiden avulla säädellä tasoituksen määrää, eli mallin tasaisuutta tai herkkyyttä pienipiirteiselle vaihtelulle. Vapausasteiden määrän käytössä on oltava tarkka, sillä korkean vapausasteiden määrän vaarana on ylisovittava malli, joka on opetusaineistoonsa nähden tarkka, mutta josta puuttuu yleistettävyyys ulkopuoliselle aineistolle (Hastie & Tibshirani 1990).

Koska GAM-malleissa aineisto määrittelee vastekäyrän muodon, eikä aineiston tarvitse istua matemaattiseen funktioon, kykenee GAM-mallit löytämään epälineaarisia suhteita ja kynnysarvoja aineistosta, mihin parametriset mallit eivät pysty (Yee & Mitchell 1991). Parametrittomuuden ja aineistolähtöisyytensä ansiosta GAM-mallit havaitsevat aineistossa monimutkaisia, epäsuoria ja heikkoja vasteita paremmin verrattuna perinteisiin lineaarisiin malleihin. Tästä syystä GAM-mallit ovat nousseet suosioon joustavana menetelmänä ympäristön mallintamisessa (Yee & Mitchell 1991; Guisan et al. 2002). Tässä tutkimuksessa GAM-mallinnus toteutettiin R-ohjelman *mgcv* -kirjaston komennoilla (Wood 2018) ja vapausasteet rajoitettiin kolmeen ($k=3$).

6.2.2 Yleistetyt luokittelupuumenetelmät

Yleistetyt luokittelupuumenetelmät perustuvat koneoppimiseen hyödyntäen sekä regressiopuuetta boosting-menetelmää. Regressiopuumenetelmä pohjautuu aineiston jakamiseen keskenään mahdollisimman homogeenisiin luokkiin (Elith et al. 2008). Aineisto jaetaan aina kahtia yksi haara kerrallaan siten, että jaettujen luokkien havainnot ovat keskenään homogeenisempia luokkien välille jätään suurempaa vaihtelua. Boosting-menetelmäosion avulla mallinnuksessa voidaan luoda ensin lukuisia yksittäisiä regressiopuita, joissa jokainen luotu regressiopuu täydentää aikaisemmin luotuja puita yhdistyen lopulta yhdeksi malliksi (Elith et al. 2008). GBM-mallien vahvuuksiin kuuluu parametrittomuus ja aineistolähtöisyys, minkä johdosta menetelmä kykenee tunnistamaan aineistossa epälineaarisia vasteita, kynnysarvoja ja selittävien muuttujien välisiä interaktioita. Menetelmä pystyy havaitsemaan myös muuttujien suhteellisia merkitsevyyksiä ja käsittelemään aineistossa olevia poikkeavia havaintoja (Elith et al. 2008). Menetelmän mainitut etuudet parantavat tämän potentiaalista ennustuskkyä havaintoaineiston ulkopuolelle, mutta on myös herkkä ylisovittamiselle etenkin, jos aineistossa on runsaasti sattumanvaraista vaihtelua ja kohinaa (Veronesi & Schillaci 2019). Luokittelupuumenetelmien vahvuuksiin lukeutuu myös menetelmän vaatimattomuus aineiston jakauman suhteen. Siinä missä parametriset mallit ja GAM-mallit vaativat normaalijakaumaa,

kykenevät luokittelupuumenetelmät käsittelemään myös tästä poikkeavia jakaumia (Elith et al. 2008). Tutkimuksen GBM-mallit toteutettiin R-ohjelman *gbm* -kirjaston komendoilla (Ridgeway et al. 2018), joissa käyttäjä voi itse määritellä muun muassa laadittavien regressiopuiden määrään (*n.trees* = 1 000), interaktioiden määrään (*interaction.depth* = 3) sekä yhden luokan havaintojen vähimmäislukumäärän (*n.minobsinnode* = 4). Suluissa annetut arvot ovat tutkimuksessa laadituissa GBM-malleissa käytetyt määrittelyt.

6.2.3 Mallien validointi

Mallien toimivuutta tarkasteltiin selitys- ja ennustekyvyn, mallien tuottamien vastekäyrien, tilastollisten merkitsevyyksien (p-arvo) ja mallien jäännösvirheiden perusteella. Mallin selityskyky kertoo prosentteina, kuinka suuren osuuden vastemuuttujan vaihtelusta malli kykenee selittämään. Ennustekyvillä taas arvioidaan mallin yleistettävyyttä, eli kuinka hyvin malli ennustaa aineiston ulkopuolelle. Mallien ennustekykä arvioitiin yksi-pois -ristiinvalidointi -menetelmällä (*LOOCV*, *leave-one-out cross-validation*), joka sopii käytettäväksi etenkin aineiston havaintomäärän ollessa pieni (Hawkins et al. 2003). Menetelmässä jätetään aina yksi havainto kerrallaan pois, milloin lopuilla $n-1$ havainnoilla kalibroidaan malli, jolla ennustetaan pois jätetylle havainnolle ennustearvo. Tämä toistetaan, kunnes kaikille havainnoille on luotu ennustearvo (Hawkins et al. 2003). Vertailemalla *LOOCV*:n ennustettuja arvoja havaittuihin arvoihin voidaan evaluoida mallin ennustekykä. Havaittuja ja ennustettuja arvoja vertailtiin Spearmanin korrelaatiotestillä ja tämän antamalla tilastollisella merkitsevyydellä. Lisäksi mallien toimivuutta tarkasteltiin jäännösvirheiden avulla. *LOOCV*:n tulosten pohjalta laskettiin mallien jäännösvirheiden neliöllinen keskiarvo (*RMSE*, *Root Mean Square Error*) ilmentämään poikkeamien suuruutta.

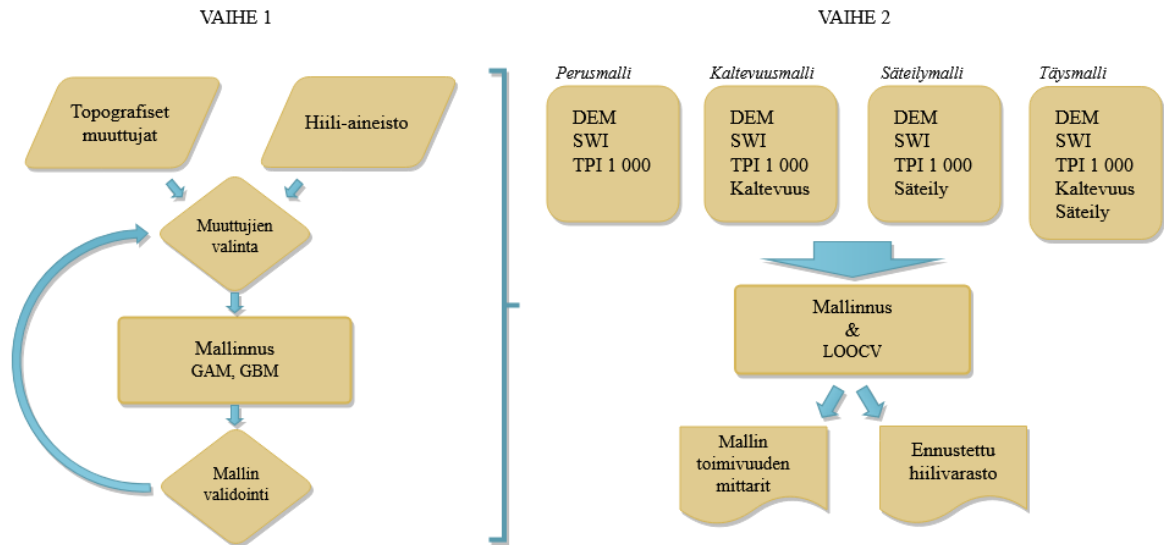
6.2.4 Mallinnuksen kulku

Mallinnuksella pyritään selittämään tutkimusalueen havaittujen hiilivarastojen alueellista jakaumaa korkokuvasta johdetuilla muuttujilla sekä tuottamaan koko tutkimusalueen kattavan hiilivaraston alueellisen ennusteen. Aluksi aineistoa tarkasteltaessa selvitettiin selittävien muuttujien multikollinearisuutta sekä vastemuuttujan ja selittävien muuttujien spatiaalista autokorrelaatiota. Spatiaalisella autokorrelaatiolla tarkasteltiin havaintojen riippumattomuutta

toisistaan. Toisin sanoen tarkasteltiin muuttujan korrelaatiota itsensä kanssa, eli onko etäisyydeltään lähellä olevien pisteiden havainnot samankaltaisempia kuin etäämmällä olevat. Ekosysteemien mallinnuksessa tulee huomioida spatiaalinen autokorrelaatio, sillä useilla ekosysteemeissä havaituilla muuttujilla on taipumus olla samankaltaisempia havaintojen maantieteellisten etäisyyksien pienentyessä (Dale & Fortin 2002; Dormann et al. 2007). Mallinnuksen näkökulmasta voimakas spatiaalinen autokorrelaatio on haaste, koska mallinnuksessa oletetaan havaintojen olevan itsenäisiä ja riippumattomia toisistaan (Dale & Fortin 2002). Näin ollen saattaa voimakas spatiaalinen autokorrelaatio vääristää tuloksia ja johtopäätöksiä, ellei sitä huomioida. Tutkimuksen aineiston spatiaalista autokorrelaatiota tarkastettiin yleisellä autokorrelaation testillä, Moranin indeksillä, hyödyntäen R-ohjelman *pgrimess* -kirjaston komentoja (Giraudoux et al. 2018).

Mallinnuksen toimivuuden ja luotettavien tulosten tuottamiseksi ei malliin tule sisällyttää keskenään voimakkaasti korreloituneita ($R_s > 0,7$) selittäviä muuttujia (Dormann et al. 2007). Tutkimuksen korrelaatiotarkastelut ovat kaikki tehty Spearmanin järjestyskorrelaatiota käyttäen. Korrelaatioiden tilastolliset merkitsevyydet perustuvat Spearmanin korrelaatiotestin laskemaan p-arvoon.

Lopullisiin malleihin valikoituneet muuttujat valittiin teorian ja mallien toimivuuden perusteella (Kuva 11). Jokaisella malleissa mukana olevalla muuttujalla on tähän selkeä teoreettinen perustelu (Kuva 3). Valittujen mallinnusmuuttujien lisäksi muuttujiksi harkittiin myös eri mittakaavan TPI-indeksejä ja ilmakuviin perustuvaa lumenviipymä-muuttuja. Koska muuttujat eivät tuoneet malleihin lisäarvoa, jätettiin kyseiset muuttujat pois. Vastemuuttujan noudattaessa gamma-jakaumaa (Kuva 12) hyödynnettiin GAM-mallinnuksessa logaritmista linkki-funktiota. Funktion avulla voidaan mallintaa myös normaalijakaumasta poikkeavia vasteita (Hastie & Tibshirani 1990), koska linkkifunktio muuntaa näennäisesti vastemuuttujan havainnot normaalijakaumaksi mallinnusta varten ja palauttaa lopulta tulokset alkuperäiseen skaalaan. GBM-mallinnuksessa mallinnettiin vastemuuttujan todellisilla arvoilla ilman muunnoksia jakaumaan, koska menetelmä kykenee käsittelemään myös normaalijakaumasta poikkeavia jakaumia (Elith et al. 2008).



Kuva 11. Mallinnuksen työvaiheiden kahtiajako. Vaiheessa yksi tarkasteltiin topografisten muuttujien vaihtoehtoisia muuttujakombinaatioita ja näiden toimivuutta malleissa. Vaiheen yksi tuloksena päädyttiin neljään malliin, joilla hiilivarastojen ennustus tehtiin. Toisessa vaiheessa tuotettiin kaikkien mallien, GAM- ja GBM-menetelmillä alueelliset hiilivarastoennusteet sekä mallien toimivuutta kuvaavan yhteenvetotaulukon.

Hiilivarastojen mallinnus ja alueelliset ennusteet toteutettiin neljällä eri mallilla kummallakin mallinnusmenetelmällä (Kuva 11). GBM-mallit ekstrapoloivat alueellisiin ennusteisiin myös negatiivisia arvoja, mikä johtuneen vastemuuttujan vinoutuneesta jakaumasta. Ennustetut negatiiviset varastot sijaitsivat lähes yksinomaan tunturien huipuilla, jossa havaitut hiilivarastot olivat alle yhden kg C m^{-2} . Negatiiviset arvot asetettiin lopulta 0-arvoiksi, kuten vastaavissa tapauksissa on aikaisemmissa tutkimuksissa menetelty (Siewert 2018). Työssä esitellään kummankin mallinnusmenetelmän täysmallin tulokset ja alueelliset ennusteet sekä kaikkien mallien osalta näiden toimivuutta kuvaavat mittarit.

7. TULOKSET

7.1 Tunnusluvut ja muuttujien vaihtelu

Seuraavassa esitetään kenttäaineiston ja topografisten mallinnusmuuttujien keskeisimmät tunnusluvut ja muuttujien vaihtelua tutkimuspisteiden välillä. Havaitut maaperän hiilivarastot vaihtelivat tutkimusalueella 0,005–34,79 kg C m⁻² välillä (Taulukko 3). Hiilivarastot noudattivat gamma-jakaumaa (Kuva 12), mediaanin oltua 2,87 kg C m⁻² ja 95 prosenttia havainnoista oltua alle 10,66 kg C m⁻². Suurimmat hiilivarastot tavattiin paksuissa maaperissä, mikä nähdään verrattaessa koko maaperän hiilivaraston tilastollisia tunnuslukuja pintamaan (0–5 cm) hiilivarstojen vastaaviin lukemiin (Taulukko 3). Suurin yhden tutkimuspisteen kokoomanäytteiden keskimääräinen hiilipitoisuus oli vuorostaan 45 % ja suurin keskimääräinen orgaanisen aineksen pitoisuus 80 %. Huomioitavaa on, että kummallakin tutkimuspisteellä, joilla havaittiin suurimmat keskimääräiset pitoisuudet, saatiin näytteitä kerättyä vain kahdelta näytesyvyydeltä (tutkimuspisteet 14 ja 977; Liite 3).

Taulukko 3. Kenttäaineiston sekä tutkimuspisteiden topografisten muuttujien keskeisimmät tilastolliset tunnusluvut. Pintamaan SOC kuvaa 0–5 cm syvyyden hiilivarastoa SOC:n kuvatessa koko maaperän hiilivarastoa.

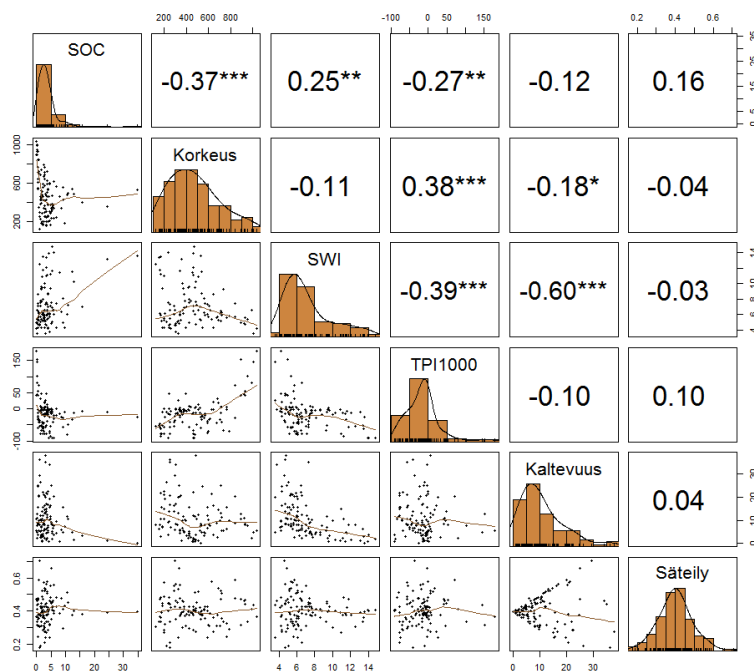
	Muuttuja	Keskiarvo	Mediaani	Minimi	Maksimi	Keski-hajonta	Fraktiili (95 %)
Kenttäaineiston muuttujat	SOC (kg m ⁻²)	3,87	2,87	0,005	34,79	4,51	10,66
	SOC pintamaa (kg m ⁻²)	1,74	1,75	0,005	3,69	0,95	3,20
	SOM (%)	25,20	20,01	0,65	80,832	20,99	68,77
	C (%)	13,34	10,55	0,02	44,925	11,30	36,93
	N (%)	1,15	1,15	0,06	2,52	0,70	2,14
	C:N-suhde	22,36	21,73	10,63	40,89	6,93	32,47
	pH	4,49	4,87	4,18	6,07	0,34	5,39
	Tilavuuspaino (g cm ⁻³)	0,66	0,63	0,07	2,03	0,36	1,19
	GWC (%) *	86,52	60,24	1,40	746,52	100,32	259,75
	Karkea aines (%)	21,26	20,65	0,25	52,42	12,38	44,08
	Orgaaninen kerros (cm)	4,32	3	0	35,55	5,91	13,76
	Maaperän syvyys (cm)	11,15	9,18	0,65	73,44	9,39	25,84
Topografiset muuttujat	Korkeus (m mpy)	470,9	449,4	125,4	1033,8	222,31	926,87
	Säteily (MJ cm ⁻² v ⁻¹)	0,4	0,4	0,18	0,71	0,09	0,56
	Kaltevuus (°)	10,73	8,29	0,11	37,91	8,12	25,35
	SWI (indeksi)	7,12	6,21	3,55	14,81	2,67	13,20
	TPI 1 000 (indeksi)	-15,02	-13,87	-91,7	179,75	46,41	58,57

* gravimetrinen vesimäärä maaperänäytteessä

Korkokuvaan nähden tutkimuspisteet kattoivat lähes koko tutkimusalueen korkeus-, säteily- ja TPI1000-muuttujien gradientit (Taulukko 3; Kuva 9). Tutkimuspisteiden kaltevuuksien maksimi oli enimmillään 38 astetta, jota voidaan pitää erittäin jyrkkänä rinteinä, mistä johtuen maaperä on epävakaata. Kaikilla tutkimuspisteillä, jotka sijaitsivat yli 35 asteen rinteessä oli maaperä keskimääräistä ohuempaa ja hyvin kivikkoista.

Mallinnusmuuttujista

voimakkain korrelaatio havaittujen hiilivarastojen kanssa todettiin olevan absoluuttisella korkeudella (Kuva 12). Myös TPI 1000:lla oli tilastollisesti merkitsevä negatiivinen korrelaatio SWI:llä oltua vuorostaan positiivinen tilastollisesti merkitsevä korrelaatio hiilivarastojen kanssa. Säteilyllä ja kaltevuudella oli heikommat korrelaatiot eivätkä ne olleet tilastollisesti merkitseviä. Kuten kuvaajasta nähdään, eivät mallinnuksessa käytetyt



Kuva 12. Kuvaajassa on esitetty topografisten mallinnusmuuttujien ja maaperän hiilivaraston frekvenssijakaumat histogrammeina, muuttujien väliset hajontakuviot sekä korrelaatiokertoimet. Korrelaatioiden tilastolliset merkitsevyydet ovat ilmaistu p-arvon perusteella, joissa p-arvo = *** < 0,001; ** < 0,01; * < 0,1; ” ” ≥ 0,1 (ei tilastollisesti merkitsevä).

muuttujat olleet multikollinearisia ($R_s > 0,7$), vaikka SWI:llä ja kaltevuudella olikin voimakas negatiivinen korrelaatio (Kuva 12). Kaltevuus on osa SWI:n laskentakaavaa, mikä selittää havaitun voimakkaan korrelaation muuttujien välillä.

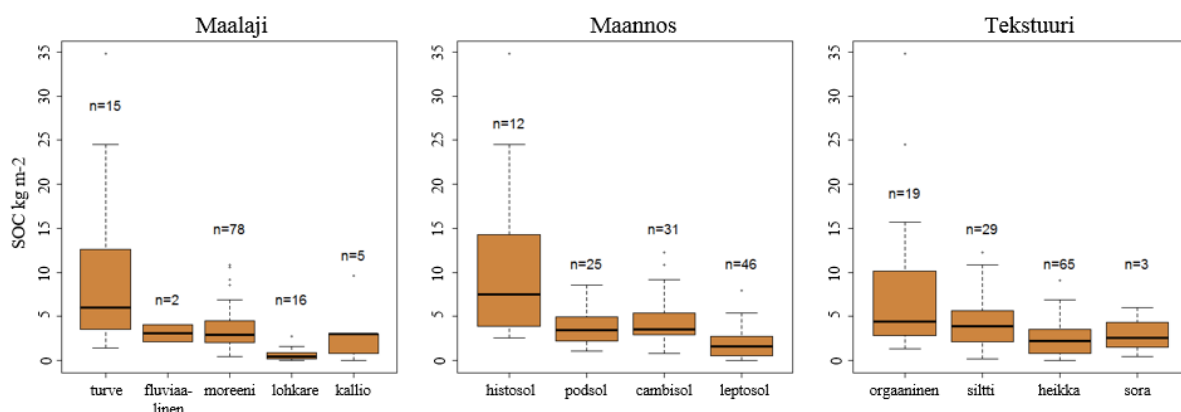
Topografisista mallinnusmuuttujista ainoastaan kaltevuus ja SWI noudattivat gamma-jakaumaa muiden muuttujien noudatettua normaalijakaumaa (Kuva 12). Havaintoaineistosta sen sijaan ainoastaan karkean aineksen osuus, tilavuuspaino, pH ja C:N-suhde noudattivat normaalijakaumaa muiden kenttäaineiston muuttujien noudatettua gamma-jakaumaa (Liite 4).

Kenttäaineistossa maaperän ravinteisuutta kuvaava typpipitoisuus vaihteli 0,06 % ja 2,52 % välillä. Orgaanisen aineksen hajoamisastetta kuvaava hiilen ja typen suhdeluku vaihteli puolestaan 10 ja 40 välillä (Taulukko 3) matalamman suhdeluvun kuvaten pidemmälle

hajonnutta ainesta. Suhdeluvulla oli merkittävä negatiivinen korrelaatio ($R_s = -0,83$) absoluuttisen korkeuden kanssa, mikä kuvaa sitä, että matalimmilla korkeuksilla orgaaninen aines oli keskimäärin tuoreempaa. Tulosten perusteella tutkimusalueen maaperä oli pääosin happaman puolella keskimääräisen pH-arvon oltua 4,5. Maaperän happamuus oli merkittäväntä puurajan alapuolella, vaikka happamuutta havaittiin satunnaisesti myös puurajan yläpuolella olevien tutkimuspisteiden tuloksista. Esimerkiksi happaman maaperän podsolmaannos rajautui selkeästi puurajan alapuolella (Liite 1).

Maaperän hiilivarastot korreloivat kenttäaineiston muuttujista voimakkaimmin ($R_s > 0,7$) maaperän syvyyden, orgaanisen kerroksen paksuuden ja kivisyyden kanssa (Liite 5). On huomioitavaa, että maaperän kerrosten syvyydet olivat osana hiilivaraston laskentakaavaa, mikä osittain selittää korkean korrelaation. Esimerkiksi hiilipitoisuudella ei ollut yhtä voimakasta korrelaatiota maaperän syvyyden kanssa. Hiilivarastolla oli lisäksi melko vahva positiivinen korrelaatio näytteissä olleen vesimäärän (GWC, *gravimetric water content*; $R_s = 0,63$) ja typpipitoisuuden kanssa ($R_s = 0,48$) sekä merkittävä negatiivinen korrelaatio tilavuuspainon kanssa ($R_s = -0,47$). Hiilipitoisuudella oli hiilivarastoihin verrattuna voimakkaammat korrelaatiot typpipitoisuuden, tilavuuspainon, GWC:n ($R_s > 0,8$) sekä pH:n ($R_s > 0,6$) kanssa (Liite 5).

Havaintoaineiston perusteella hiilivarastot olivat suurimmat orgaanisissa maaperissä ja turvemaidella (Kuva 13), joissa sekä mineraalimaan että orgaanisen kerroksen paksuudet olivat selkeästi suurimmat. Paksujen turvemaiden osuus havaintoaineistosta oli reilu kymmenen prosenttia.

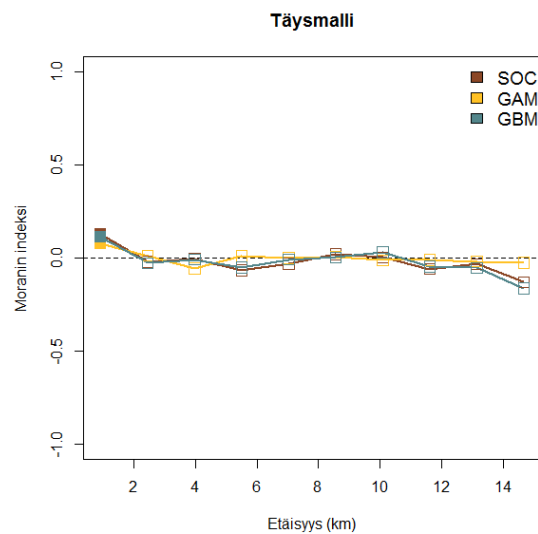


Kuva 13. Havaitut hiilivarastot esitettyinä maalajeittain, tekstuureittain ja maannoksittain. Maalajeista kallion ja fluviaalisen aineksen luokkien vähäisten havaintomäärien vuoksi on epävarmuus merkittävää, kuten myös tekstuurin sora luokalla. Maalaji-aineisto perustuu ilmakuvatulkintaan tekstuurin ja maannoksen perustuesssa kenttähavaintoihin. Ilmakuvatulkinnan yleistysten vuoksi on muutamalla kallio luokkaan kuuluvilla tutkimuspisteillä kuitenkin havaittu maaperää, mikä selittää havaittua korkeahkoa hiilivarastoa kyseiselle maalajiluokalle.

Karuimpien ympäristöjen ohuiden leptosolmaannosten todettiin puolestaan varastoivan vähiten hiiltä. Maannoksista juurikin leptosolia havaittiin tutkimuspisteillä yleisimmin, mikä kertoo maaperän olleen suurilta osin kivikkoista ja heikosti kehittyntä. Kuten taulukosta käy ilmi, olivatkin tutkimuspisteiden mineraalimaa ja orgaaninen kerros pääosin ohuita, keskimäärin noin yksitoista ja neljä senttimetriä paksuja (Taulukko 3). Myös mineraalimaanäytteistä määritellyn karkean aineksen osuus (halkaisija >2 mm) vaihteli merkittävästi tutkimuspisteiden välillä kertoen kivisyyden olleen huomattavaa muutamilla tutkimuspisteillä (Taulukko 3). Tulokset osoittavat hiilivarastojen kasvavan tekstuurin, eli raekokojakauman, pienentyessä (Kuva 13). Silttisissä maaperissä tavattiin hieman suuremmat keskimääräiset hiilivarastot verrattuna hiekkaiseen maaperään.

7.2 Spatiaalinen autokorrelaatio

Ennen mallinnusta selvitettiin vastemuuttujan ja selittävien muuttujien spatiaaliset autokorrelaatiot (ks. kpl 6.2.4). Spatiaalista autokorrelaatiota tarkasteltiin lopuksi myös mallien jäännösvirheiden osalta. Havaitut hiilivarastot ja mallien jäännösvirheet eivät ole spatiaalisesti autokorreloituneita, sillä kuten kuvaajasta nähdään, ovat Moranin indeksiarvot lähellä nollaa (Kuva 14). Tämä kertoo siitä, että hiilivarastojen alueellinen vaihtelu on suurta ja pirstaleista. Tuloksien mukaan selittävistä muuttujista korkeudella oli merkittävin spatiaalinen autokorrelaatio indeksiarvon oltua yli 0,5 alle kolmen kilometrin etäisyyksillä (Liite 2). Muilla selittävillä muuttujilla ei merkittävää autokorreloituneisuutta havaittu, mikä tarkoittaa, että havainnot olivat satunnaisia eivätkä ne olleet riippuvaisia toisistaan.



Kuva 14. Korrelogrammi kuvaa havaittujen hiilivarastojen sekä GAM- ja GBM-mallinnusmenetelmien täysmallien jäännösvirheiden spatiaalista autokorrelaatiota. Värillä täytetty ruutu kertoo autokorrelaation olevan tilastollisesti merkitsevä vähintään tasolla $p < 0,05$. Tutkimuksessa tuotettujen muiden mallien jäännösvirheiden spatiaaliset autokorrelaatiot noudattelivat samankaltaisia kuvioita.

7.3 Mallinnustulokset

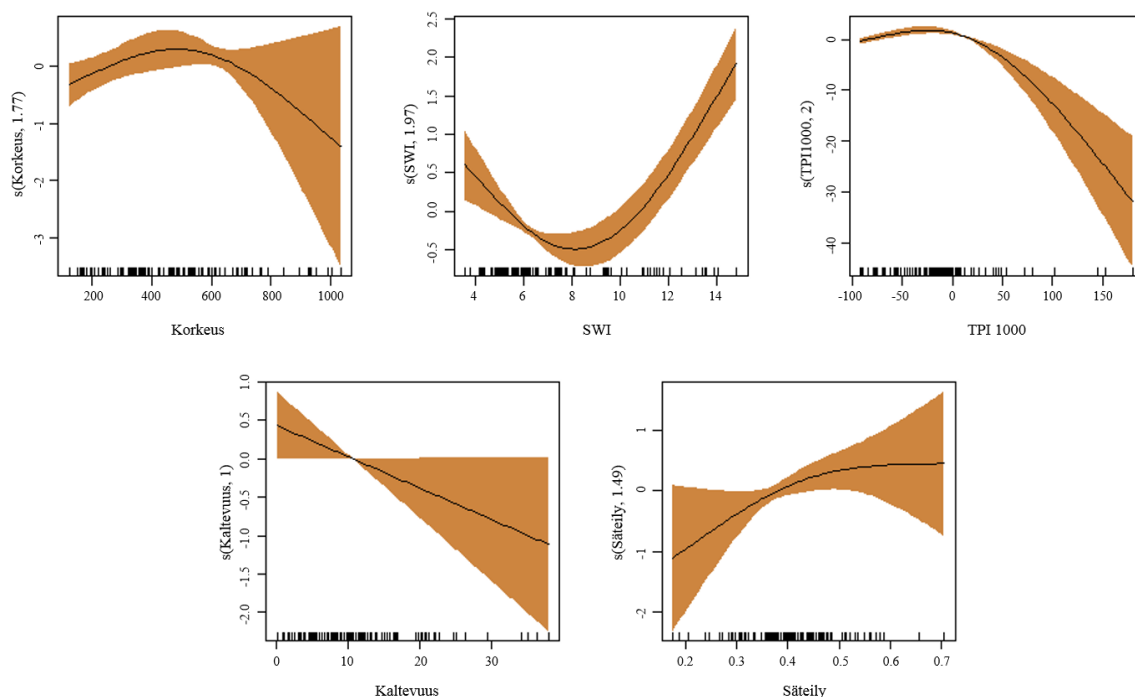
7.3.1 GAM- ja GBM-mallit

Mallinnuksessa käytettyjen GAM- ja GBM-mallien vastekäyrät noudattelivat samoja pääpiirteitä, mutta eroavaisuuksia havaittiin muun muassa selittävien muuttujien välisissä merkitsevyyksissä (Kuva 15 ja 16, Liitteet 7–9). Vastekäyrät kuvaavat mallinnusmuuttujien suhdetta maaperän hiilivarstoihin, kun muut muuttujat ovat asetettu keskiarvoiksi. Tämä tarkoittaa, että kuvatussa suhteessa on huomioitu myös muiden muuttujien vaikutus.

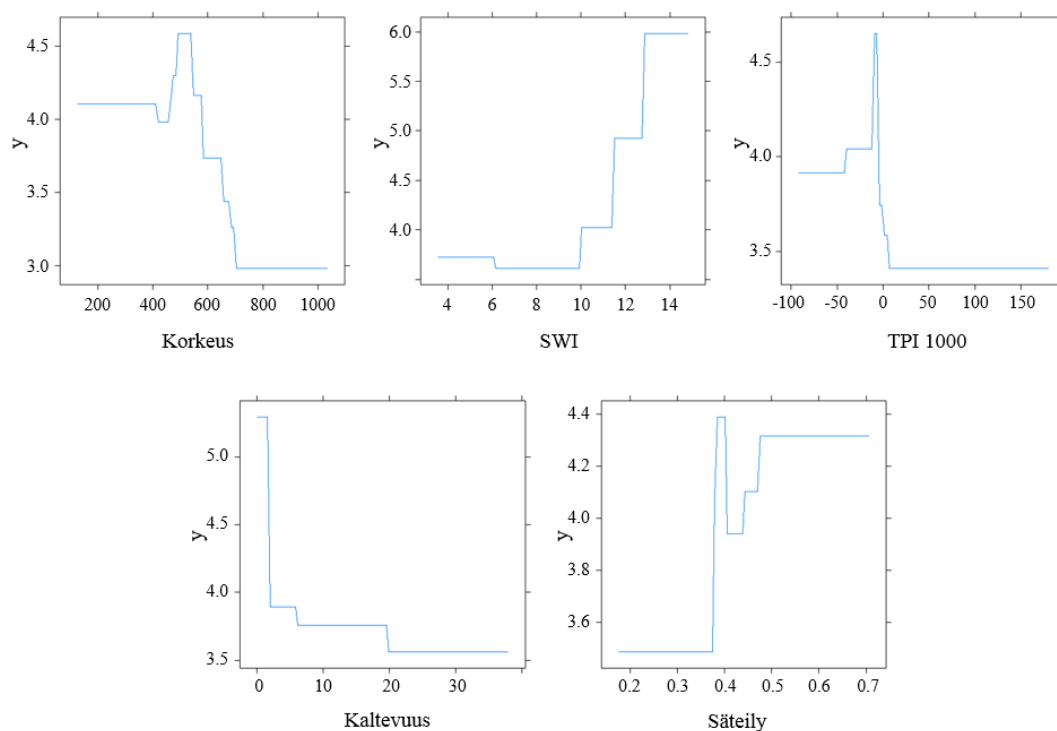
Kummankin menetelmän tuloksissa korostui SWI-indeksin merkitys hiilivarastoa selittävänä muuttujana. Kosteusindeksin arvon noustua yli kymmeneen kasvoivat hiilivarastot huomattavasti (Kuva 15 ja 16). Samoin absoluuttisen korkeuden suhteen molempien mallinnusmenetelmien mallien mukaan suurimmat hiilivarastot tavattiin noin 500 metrin korkeudella. Tuntureiden lakialueilla, yli 750 m korkeudella, ei tavattu enää kuin hyvin pieniä hiilivarastoja, vaikka kuvaajasta nähdään, että vasteen epävarmuus kasvaa huomattavasti kyseisellä korkeudella.

Muita yhteneväisyyksiä mallien välillä havaittiin esimerkiksi mesotopografiaa kuvaavan TPI-indeksi-arvon vastekäyrissä. Kuvista nähdään, kuinka indeksin nolla-arvo on selkeä kynnsarvo (Kuva 15 ja 16). Ympäristöstään kohoavia alueita kuvaavilla positiivisilla indeksiarvoilla maaperän hiilivarastot pienenevät radikaalisti. Myös havaintojen välinen hiilivarastojen vaihtelu oli pientä positiivisilla TPI-indeksi-arvojen tutkimuspisteillä. Painanteita, tasankoja ja rinteitä kuvaavien negatiivisten ja nollan tuntumassa olevien indeksiarvojen tutkimuspisteiden hiilivarastojen vaihtelu oli sen sijaan huomattavan suurta (Liite 6).

Keskeisin ero mallien välillä todettiin kaltevuusmuuttujan merkityksessä. GBM-mallissa kaltevuuden merkitys korostui voimakkaammin tämän ollessa mallin yksi keskeisimmistä muuttujista (Kuva 17). GBM-malli havaitsi hiilivarastojen pienenevän merkittävimmin tasamailta loiviin, vajaan kymmenen asteen viettäviin rinteisiin nähden (Kuva 16). Sen sijaan GAM-mallissa SWI ja TPI-muuttujat olivat keskeisimmät muuttujat kaltevuuden oltua vain sekundäärinen muuttuja. Kaltevuuden pienempi merkitys on nähtävissä epävarmuutena kaltevuuden vastekäyrässä, jossa havaitun negatiivisen trendin 95 % luottamusväli on suuri (Kuva 15). Verratessa GAM-menetelmän täysmallia ja säteilymallia perusmalliin ja kaltevuusmalliin, huomataan, että korkeuden ja kaltevuuden epävarmuus kasvavatkin hieman malleissa, joissa säteily on mukana (Liite 7).

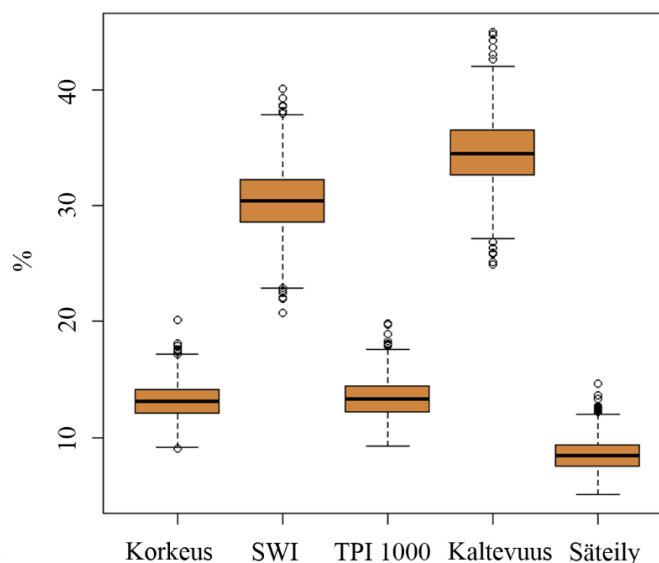


Kuva 15. GAM-mallinnusmenetelmän täysmallin vastekäyrät. Musta viiva kuvaa monimuuttujamallin havaitsevaa suhdetta hiilivarastojen ja mallinnusmuuttujan välillä. Oranssilla värjätty alue kertoo estimaatin 95 % luottamusvälin ja vaaka-akselin mustat viivat kuvaavat havaintojen sijoittumista kyseisen muuttujan gradientille. Vasteen epävarmuus on loogisesti suurinta ympäristöissä, joissa havaintomäärä on pieni. Y-akselin selitteen suluissa oleva arvo kuvaa mallissa käytetyn tasoituksen määrää kyseisen muuttujan kohdalla.



Kuva 16. GBM-mallinnusmenetelmän täysmallin vastekäyrät.

Selittävien tekijöiden suhteellisia tärkeyksiä tarkasteltiin GBM-mallien avulla. Kuten edellä on mainittu, olivat kaltevuus ja SWI suhteellisesti tärkeimmät hiilivarastoa selittävät tekijät kummankin muuttujan suhteellisen tärkeyden oltua noin 30 % (Kuva 17). Korkeuden ja TPI muuttujien suhteelliset tärkeydet olivat pienempiä, noin 13 %, mutta silti varteenotettavia. Mallinnusmuuttujista säteilyn suhteellinen tärkeys oli selkeästi pienin (Kuva 17). Säteilygradientin ääripäiden havainto-



Kuva 17. GBM-menetelmän täysmallin muuttujien suhteelliset tärkeydet. Suorakulmiot ilmentävät muuttujan tuhannen ajon arvojen ylä- ja alakvartiilia keskiviivan havainnollistaessa mediaania. Pisteet kuvaavat poikkeavia havaintoja.

määrät jäivät aineistossa pienehköiksi aiheuttaen epävarmuutta vasteeseen. Myös havaittujen hiilivarastojen vaihtelu oli suurta alueilla, joilla säteilymäärä oli noin $0,35\text{--}0,5 \text{ MJ cm}^{-2} \text{ v}^{-1}$ (Liite 6). Kummankin menetelmän malleissa oli säteilyssä kuitenkin havaittavissa trendi, jossa hiilivarastot kasvavat vuotuisen säteilymäärän kasvaessa (Kuva 15 ja 16).

Mallien toimivuutta tarkasteltiin mallien istuvuuden (*model fit*), ennustuskyvyn (*predictive performance*) ja RMSE:n (*root mean square error*), eli jäännösvirheiden hajonnan avulla. GAM-mallien osalta tarkasteltiin myös mallin selityskykyä ja muuttujien tilastollisia merkitsevyyksiä. GAM-malleista täysmallilla oli paras selityskyky perusmallin selityskyvyn oltua heikoin. Mallien istuvuus havaintoaineistoon oli hieman parempi GBM-malleilla verrattuna GAM-malleihin, kun taas ennustuskyky oli kaikilla GAM-malleilla parempi verrattaessa vastaaviin GBM-malleihin (Taulukko 4; Kuva 18). Jäännösvirheet olivat myös keskimäärin hieman pienempiä GAM-malleilla.

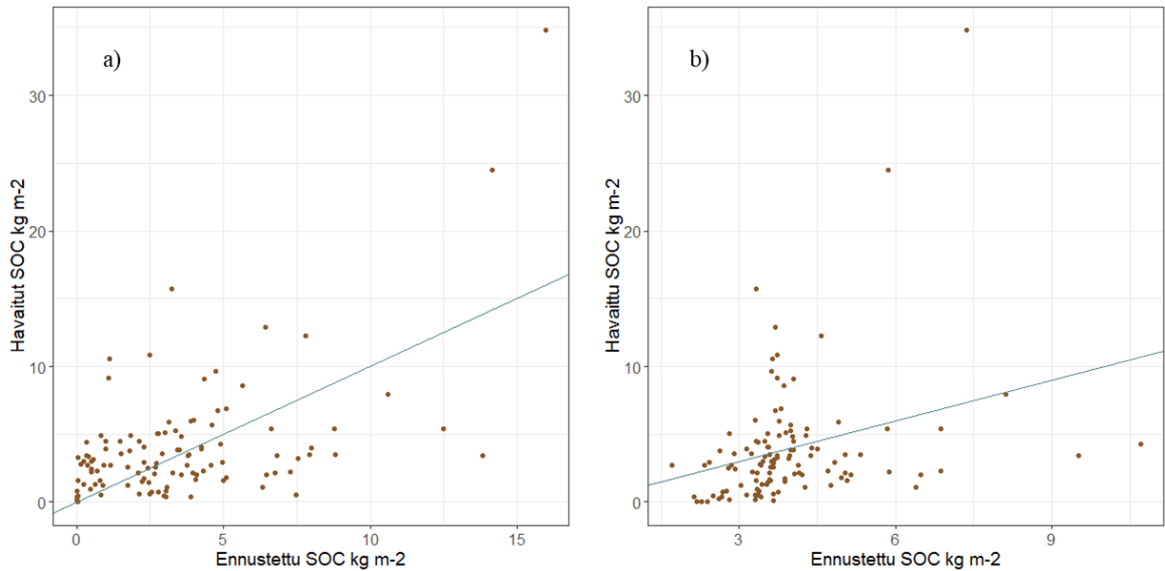
Yhden menetelmän eri mallien (perus-, kaltevuus-, säteily- ja täysmalli) väliset erot olivat pienet. GBM-menetelmän malleilla istuvuutta kuvaava korrelaatio vaihteli 0,52 ja 0,62 välillä, ennustuskykyä kuvaava korrelaatio 0,32 ja 0,38 välillä sekä RMSE $4,18$ ja $4,30 \text{ kg C m}^{-2}$ välillä. GAM-menetelmällä laadittujen mallien mittareiden vaihtelevuudet olivat likimain samaa suuruusluokkaa. GAM-mallien kaltevuus-, säteily- ja täysmalli toimivat kutakuinkin yhtä hyvin. Sen sijaan GBM-mallien osalta täysmallin toimivuus oli hieman muita malleja parempi (Taulukko 4).

Taulukko 4. Mallien toimivuuden mittarit. GAM-mallien selityskyvyt ovat ilmaistu prosentteina.

Mallien istuvuus kalibrointiaineistoon ja mallien ennustuskkyvyt ovat ilmaistu havaittujen ja ennustettujen varastojen korrelaatiokertoimina. Kaikki korrelaatiot olivat tilastollisesti merkitseviä.

Mittari	Perusmalli		Kaltevuusmalli		Säteilymalli		Täysmalli	
	GAM	GBM	GAM	GBM	GAM	GBM	GAM	GBM
Selityskyky (D^2)	54,7	-	57,6	-	57,5	-	58,6	-
Istuvuus (R_s)	0,47	0,61	0,52	0,52	0,53	0,57	0,53	0,62
Ennustuskkyky (R_s)	0,41	0,32	0,46	0,33	0,47	0,37	0,44	0,38
RMSE (kg C m ⁻²)	3,94	4,30	3,79	4,31	3,87	4,18	3,82	4,27

GAM-mallien parempi ennustuskkyky oli selkein hiilivarastoaineiston gradientin ääripäissä, sillä GBM-mallin ennustettujen hiilivarastojen vaihteluväli oli suppeampi. Kuten alla olevasta hajontakuvaajasta nähdään, ovat GBM-mallin ennustetut arvot klusteroituneita 3–4 kg C m⁻² tuntumaan, kun taas GAM-mallissa ennustetut havainnot ovat hieman tasaisemmin jakautuneet 0–8 kg C m⁻² välille (Kuva 18). Kummallakin mallilla merkittävimmät jäännösvirheet tavattiin suurilla hiilivarastohavainnoilla, joissa mallien ennustearvot jäivät havaintoja pienemmiksi. Molempien mallien jäännösvirheet olivat kuitenkin tasaisesti jakautuneet ns. nollaviivan molemmin puolin, mikä tarkoittaa, etteivät mallit systemaattisesti yli- tai alisovittaneet aineistoa.



Kuva 18. LOOCV-tulosten hajontakuviot havaituista ja ennustetuista hiilivarastoista. a) GAM-täysmallin korrelaatio havaittujen ja ennustettujen varastojen välillä on 0,44 b) GBM-täysmallin vastaavan korrelaation ollessa 0,38. Hajontakuvia tulkitessa huomaa vaaka-akselin mittakaava ero a) ja b) kuvaajien välillä.

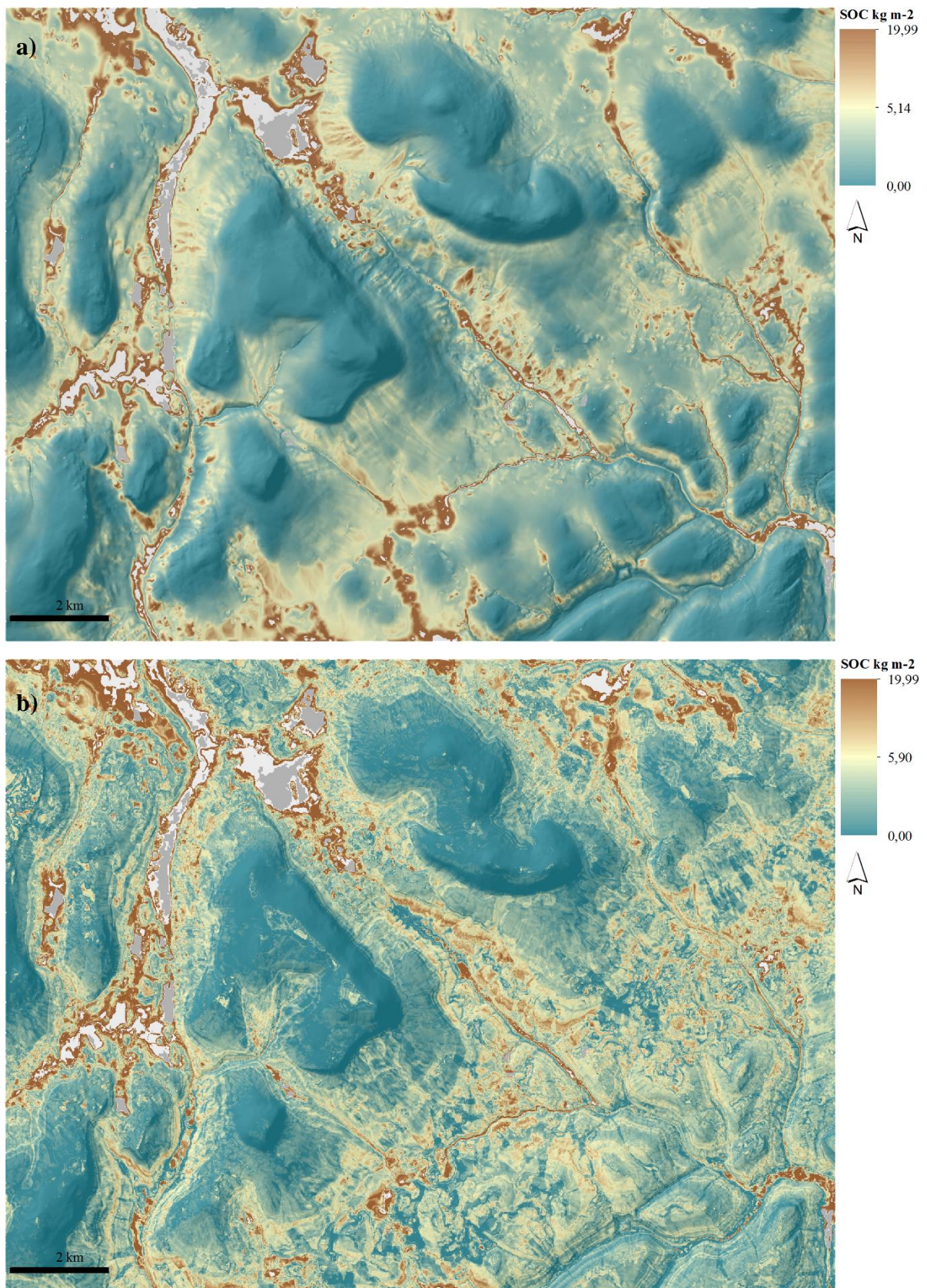
7.3.2 Hiilivarastojen alueellinen jakauma

Tutkimusalueen alueellisen ennusteen keskimääräinen hiilivarasto oli $4,2 \pm 4,3 \text{ kg C m}^{-2}$ hiilivarastojen vaihdeltua $0\text{--}34,5 \text{ kg C m}^{-2}$ välillä. Noin 218 neliökilometrin kokoisen ennustusalueen absoluuttinen maaperän hiilivaraston estimaatti oli noin 91 404 tonnia hiiltä. Esitetyt hiilivarastojen estimaatit ovat johdettu GBM-mallin alueellisesta ennusteesta siitä huolimatta, että GAM-mallilla oli hieman parempi ennustuskyky (Taulukko 4). Vaikka GAM-malli pystyi ennustamaan havaintoaineiston vaihtelua suhteellisen hyvin (Kuva 18), ei malli kyennyt ennustamaan luotettavasti havaintoaineiston vaihteluvälin ulkopuolelle. GAM-malli ekstrapoloi hiilivarastoja voimakkaasti vesistöjä ympäröiville alueille ennustaen näille monen sadan kilogramman hiilivarastoja neliometriä kohden (Liite 10). GBM-mallin alueellisen ennusteen hiilivarastojen vaihteluväli oli puolestaan lähes sama kuin havaittujen varastojen vaihteluväli.

Malliennusteen perusteella suurimmat hiilivarastot tavattiin Rástigáisán ja Geaidnogáisán välisessä jokilaaksossa sekä Geaidnogáisán länsipuoleisessa laaksossa (Kuva 19). Myös huippujen kaakkoispuolen edustalla sijaitsevat sulamisvesiniityt ja tasamaat erottuivat merkittävästi hiilivarastoillaan. Tunturikoivikon alueella tavattiin edellä mainittuihin alueisiin verrattuna pienempiä hiilivarastoja. Pienimmät, alle yhden kilogramman hiilivarastot ($< 1 \text{ kg C m}^{-2}$), tavattiin vuorostaan tuntureiden huipuilla sekä matalimpien korkeuksien paikallisilla harjanteilla ja jyrkillä rinteillä. Kun verrattiin Rástigáisán, Geaidnogáisán ja Jorbbotin rinteiden hiilivarastoja suhteessa näiden viettosuuntiin, oli kummankin mallin ennusteessa havaittavissa asymmetriaa (Kuva 19). Hiilivarastojen estimaatit olivat keskimäärin suurimpia tunturikohoumien pohjoisrinteillä (Kuva 20b).

Mallien alueelliset ennusteet olivat pääpiirteittäin samankaltaiset kummankin estimoidessa suurimmat ja pienimmät varastot samoihin ympäristöihin. Eroja oli kuitenkin havaittavissa, sillä GAM-malli ennustaa esimerkiksi tunturikoivikon alueen hiilivarastot GBM-malliennusteeseen verrattuna pienemmiksi (Kuva 19). GBM-mallin ennuste oli myös huomattavasti pienipiirteisempi ja pirstaleisempi mallin ennustaessa suurempaa vaihtelua ja jyrkkiä gradientteja lyhyillekin etäisyyksille.

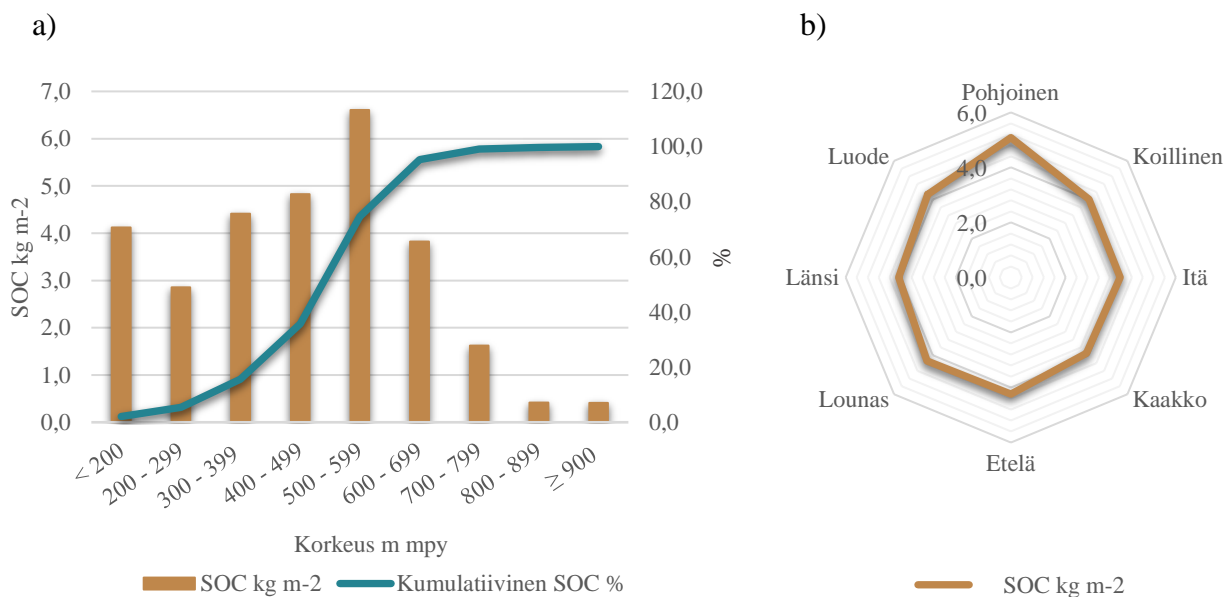
Suurimpien hiilivarastojen paikallisuus oli huomattavaa. Tutkimusalueen hiilivarastoista noin 10 % sijaitsee alueilla, joissa ennuste estimoi varastot suuremmiksi kuin 20 kg C m^{-2} . Kyseiset alueet peittävät ainoastaan 1,7 % ennustusalueen pinta-alasta (kuvassa 19 kuvattuna valkoisella). Neljännes hiilivarastoista sijaitsee alueilla, jotka peittävät 6 % ennustusalueen



Kuva 19. a) GAM-mallin ja b) GBM-mallin hiilivarastojen alueelliset ennusteet rajattuna alle 20 kg C m⁻² mukaan visuaalisuuden vuoksi. Valkoisella on esitettyä alueet, joihin mallit ennustavat suurempia kuin 20 kg m⁻² hiilivarastoja. Tunturikohoumat erottuvat pienillä hiilivarastoillaan: Rástigáisá koillisempana, Geaidnogáisá jokilaakson lounaispuolella ja Jorrbot tämän lounaispuolella. Vesistöt ovat kuvattuna harmaalla. Ennusteet ovat tuotettu 10 metrin resoluution tarkkuudella.

pinta-alasta. Suurin osa alueen hiilivarastoista sijaitsevat siis hyvin rajatuilla alueilla, joissa ympäristöolosuhteet ovat hiilen akkumulaatiolle suotuisat. Tulosten perusteella voidaan täten myös todeta tutkimusalueella olleen laajoja ympäristöjä, joissa hiilivarastot olivat pieniä.

Tarkasteltaessa alueen hiilivarastoja suhteessa absoluuttiseen korkeuteen havaittiin noin 95 % hiilivarastoista sijaitsevan alle 700 metrin korkeudella (Kuva 20a). Tuntureiden huipuilla keskimääräinen hiilivarasto oli alle $0,5 \text{ kg C m}^{-2}$, ja huippujen osuus tutkimusalueen kokonaishiilimäärästä oli alle prosentin. Lakialueet olivat hiilivarastoiltaan homogeenisimpia kokonaisuuksia keskihajonnan oltua muihin korkeusvyöhykkeisiin nähden huomattavasti pienempi (Liite 11). Suurimmat hiilivarastot, keskimäärin noin $6,6 \text{ kg C m}^{-2}$, sijaitsivat 500–600 metrin korkeudella puurajan yläpuolella (Kuva 20a). Kyseisellä korkeusvyöhykkeellä sijaitsi lähes 40 % tutkimusalueen hiilivarastoista. Huomioitavaa on, että kyseinen vyöhyke oli muihin verrattuna myös pinta-alaltaan suurin. Alle 300 metrin korkeudella tunturikoivikon alueella maaperän hiilivarastot olivat keskimäärin pienempiä verrattaessa puuttomiin 300–600 metrin korkeudella sijaitseviin ympäristöihin. Keskimääräinen hiilivarasto 200–300 metrin korkeudella oli vain $2,9 \text{ kg C m}^{-2}$. Koska ennustusalueesta alle 7 % sijoittui alle 300 metrin korkeudelle, oli näiden alueiden hiilivaraston osuus kokonaismäärästä pieni, noin 5 %. Hiilivarastojen vaihtelu suhteessa maaston viettosuuntaan oli pohjoisia rinteitä lukuun ottamatta pientä (Kuva 20 b). Pohjoiseen avautuvilla rinteillä tavattiin keskimäärin noin yhden kg m^{-2} suurempia hiilivarastoja verrattaessa muihin ilmansuuntiin viettäviin rinteisiin.



Kuva 20. a) Hiilivarastojen jakautuminen korkeusvyöhykkeittäin. Keskimäärin suurimmat hiilivarastot tavataan noin 400–600 metrin korkeudella. Kyseisellä korkeusvyöhykkeellä sijaitsee myös suurin osa tutkimusalueen kosteikoista. b) Tutkimusalueen keskimääräinen hiilivarasto rinteiden viettosuunnan mukaisesti.

8. TULOSTEN TULKINTA

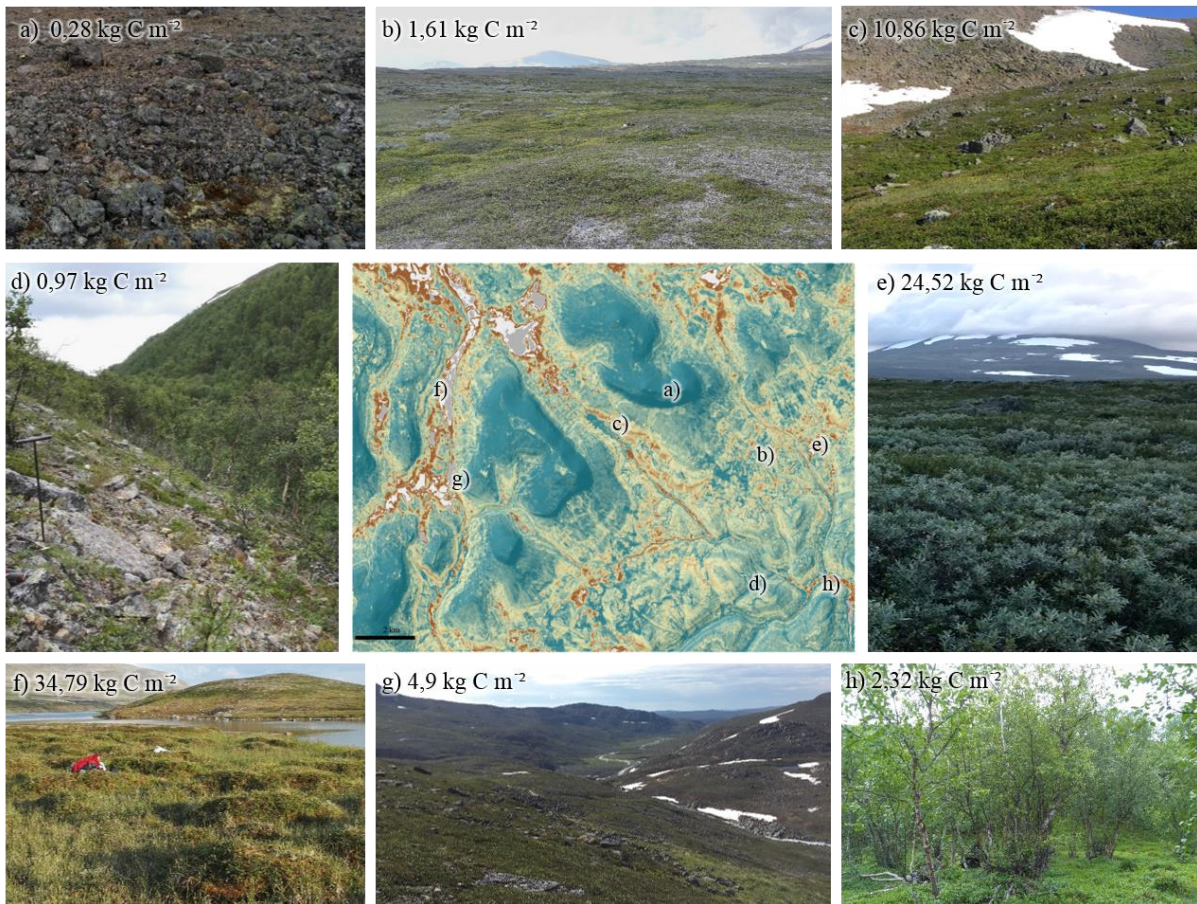
8.1 Maaperän hiilivarastojen alueellinen jakauma

Tutkimuksessa tuotetut alueelliset ennusteet ilmentävät subarktisten vuoristomaisten tundraympäristöjen maaperän hiilivarastojen merkittävää vaihtelua maisemamittakaavaisessa tarkastelussa (Kuva 19). Hiilivarastojen suuri paikallinen heterogenia korostaakin tarvetta maisematason tarkasteluille, joiden avulla voidaan tuottaa luotettavampaa tietoa varastojen alueellisesta vaihtelusta ja hiilen kiertoa säätelevien prosessien ympäristövasteista vaihtelevissa olosuhteissa, jota suurmittakaavaiset tarkastelut eivät tarjoa (Mishra & Riley 2015; O’rourke et al. 2015). Se, että tutkimuksessa havaittiin pieniä hiilivarastoja läpi koko korkeusgradientin (Liite 6) kuvastaa sitä, että eri ympäristöissä eri tekijät ja mekanismit rajoittavat hiilivarastojen kertymistä.

Hiilivarastojen jakauma maisemassa myötäili karkeasti ottaen tuntureiden lakialueiden, tunturiylänpöytäalueiden, jokilaaksojen ja sulamisvesiniittyneiden sekä tunturikoivikon ympäristöjen vaihtuvuuden mukaan. Yli 700 metrin korkeudella tunturimassiivien huipuilla sekä näitä ympäröivillä jyrkkäpiirteisillä talusrinteillä tavattiin hyvin marginaalisia hiilivarastoja, keskimäärin $< 0,5 \text{ kg C m}^{-2}$. Absoluuttisen korkeuden aiheuttama viileys ja tuulisuus rajoittavat kasvillisuutta ja maannoksen syntyä lähes olemattomiin, milloin hiilivarastojakaan ei pääse kertymään (Kuva 3 ja 21a). Tuntureiden jyrkillä rinteillä vuorostaan maanpinnan kaltevuus ja aktiiviset rinneprosessit estävät maaperän synnyn (Kuva 21 c ja d). Tunturipaljakan ylänköalueiden huuhtoutuneet harjanteet ja moreenikummut olivat huippuja lukuun ottamatta maiseman karuimpia ja vähiten hiiltä varastoivia ympäristöjä. Huuhtoutumisen ja eroosion myötä maaperän aines ja täten myös maaperän hiili kasautuvat paikallisiin painanteisiin jättäen harjanteiden maaperän keskimääräistä ohuemmaksi, kivikkoisemmaksi ja ravinneköyhemmäksi (Doetterl et al. 2016; Shelef et al. 2017). Ravinneköyhä maaperä vuorostaan rajoittaa kasvillisuutta, mikä taas vähentää orgaanisen aineksen tuottoa.

Jokilaaksot, näiden loivat rinteet ja tasaiset kosteikkoalueet olivat ympäristöjä, joissa tavattiin maiseman suurimmat hiilivarastot (Kuva 21 e ja f), mikä indikoi maaperän kosteusolosuhteiden olevan avainasemassa hiilen varastoitumisen kannalta (Kuva 15 ja 16). Merkittävimmät hiilivarastot sijaitsivatkin alueilla, jotka vastaanottavat runsaasti sulamisvesiä tunturikohoumilta pitkälle kesään asti. Huomattava osa kosteikkoalueista sijoittuivat tutkimusalueella 500–600 metrin korkeudelle, mikä selittää korkeusvyöhykkeen suurinta keskimääräistä

hiilivarastoa (Kuva 20). Kyseisellä vyöhykkeellä hiilivarastojen keskihajonta oli myös suurinta johtuen topografisten ympäristöolosuhteiden vaihtelevuudesta. Esimerkiksi tunturimassiivien kaakkoispuolen edustalla puuttomalla tundralla hiilivarastojen vaihtelu oli huomattavaa. Alueen maisema vaihtuu toistuvasti korkokuvan kontrolloimien maaperäolosuhteiden mukaisesti paikallisten harjanteiden, painanteiden ja tasaisten kosteikkoalueiden välillä (Kuva 19).



Kuva 21. Tutkimusalue kattaa laajan kirjon erilaisia ympäristöjä rehevistä tunturikoivikoista karuihin tunturipaljakkoihin, jyrkiltä rinteiltä tasaisesti viettäviin sulamisvesiniittyihin ja painanteiden kosteikkoihin. Moreenimaastossa pienimmätkin paikalliset harjanteet ja painanteet synnyttävät heterogeniaa maaperän olosuhteissa. a) Rástigáisán karua huippua (1 000 m mpy), b) ympäristöolosuhteiden pienmittakaavaista vaihtelua Rástigáisán edustalla, katsomissuunta länsi (430 m mpy), c) lounaaseen avautuva rinne (495 m mpy), d) jyrkkäpiirteinen laakso tunturikoivikossa (250 m mpy), e) rehevä pajukasvillisuuden hallitsema kosteikkoalue (355 m mpy) f) Gurrojärven rannalla tasaista kosteikkoa (534 m mpy), g) Jorrbotin länsipuolelle avautuva jokilaakso, katsomissuunta etelä (kuva otettu noin 600 m mpy), f) rehevää tunturikoivikkoa tutkimusalueen kaakkoisosassa (125 m mpy). Kuvissa esitetyt hiilivarastot ovat kyseisellä tutkimuspisteellä havaittu varaston suuruus. Poikkeuksena kuva g), jossa esitetty hiilivarasto on kuvassa esiintyvän jokilaakson tutkimuspisteiden keskimääräinen hiilivarasto.

Puurajan alapuolella tunturikoivikossa, jossa kasvillisuus oli runsainta, tavattiin keskimääräistä pienempiä hiilivarastoja (Kuva 20a). Havainto tukee aikaisempia tutkimuksia, joissa on todettu runsaamman kasvillisuuden olevan kytköksissä pienempien maaperän hiilivarastojen kanssa

niin kutsutun positiivisen pohjustus -ilmiön kautta (Hartley et al. 2012; Parker et al. 2015). Etenkin puuvartisilla kasveilla juurien ja mykorritsasienien symbioosi on runsasta, mikä voimistaa maaperän respiraatiota (ks. kappale 3.3.4). Vaikka koivikossa orgaanisen aineksen tuotto on suurta, on hiilen viipymä maaperässä lyhyt, jonka seurauksena merkittäviä varastoja ei pääse kertymään. Havaintoa tukee myös se, että hiilen ja typen suhdeluvut olivat tunturikoivikon tutkimuspisteillä suurimmat, mikä viittaa orgaanisen aineksen olleen pääosin tuoretta. Suhdeluku laski voimakkaasti korkeuden myötä, mikä kertoo orgaanisen aineksen olleen korkeammissa ympäristöissä pidemmälle hajonnutta sisältäen enää heikommin hajoavia yhdisteitä (Batjes 1996). Lisäksi tutkimusalueen puurajan alapuolelle sijoittuvilla alueilla suhteelliset korkeusvaihtelut olivat suuria eikä kyseisillä alueilla tavattu laajoja tasamaita tai kosteikkoja, jotka varastoisivat huomattavia määriä hiiltä.

Ennusteesta laskettu maiseman keskimääräinen hiilivarasto, $4,2 \pm 4,3 \text{ kg C m}^{-2}$, on linjassa aikaisempien arktisella alueella tehtyjen maisematason tutkimusten kanssa (Taulukko 5). Verrattaessa aikaisempien tutkimusten 0–100 cm syvyyden hiilivarastojen estimaatteihin tämän tutkimuksen hiilen kokonaisarviot ovat keskimääräistä pienemmät. Tarfala laaksossa tehtyä tutkimusta lukuun ottamatta tavattiin kaikissa muissa vertailututkimuksissa ikiroutaa alle metrin syvyydessä, mikä osittain selittänee suurempia keskimääräisiä alueellisia hiilivarastoja. Verrattaessa on toki myös huomioitava havaintoaineistossa määritetyn keskimääräisen maaperän syvyyden olevan pääosin matalampi vertailututkimuksiin nähden. Havaintoaineistossa keskimääräinen maaperä syvyys oli noin 10 cm ja syvyyden 95 % fraktiili 25 cm (Taulukko 3). Tästä näkökulmasta vertailukelpoisena pidettävät 0–30 cm hiilivarastojen estimaatit ovat kutakuinkin samaa luokkaa tämän tutkimuksen kanssa.

Taulukko 5. Esimerkkejä maisematason tutkimusten keskimääräisistä hiilivarastoista arktisessa ja subarktisessa tundraympäristössä sekä kyseisen tutkimuksen vastaavat alueelliset arviot.

Lähde	Alue	SOC 0–30 cm (kg m^{-2}) \pm sd	SOC 0–100 cm (kg m^{-2}) \pm sd	Yleistykseen käytetty aineisto
Kyseinen tutkimus	Rástigáisá, Norja	$3,7 \pm 3,1$	$4,2 \pm 4,3$	DEM
Siewert 2018	Abisko, Ruotsi	$3,9 \pm 1,8$	$7,7 \pm 6,2$	LCC + DEM
Weiss et al. 2017	Huippuvuoret, Norja	-	$6,26 \pm 6,58$	korkeus mpy
Andersson 2016	Utsjoki, Suomi	$4,81 \pm 0,88^*$	$10,9 \pm 2,42^*$	LCC
Palmtag et al. 2015	Zackenberg, Grönlanti	$2,8 \pm 0,5$	$8,3 \pm 1,8$	LCC
	Salaurovo, Siperia	$11,1 \pm 0,7$	$30,0 \pm 2,0$	LCC
Fuchs et al. 2015	Tarfala laakso, Ruotsi	$0,7 \pm 0,88^*$	$0,9 \pm 0,2^*$	LCC

* keskihajonnan sijasta ilmoitettu 95 % luottamusväli

LCC = maanpeiteluokitus (land cover classification)

Vertailututkimuksista Fuchs et al. (2015) tutkimuksessa Pohjois-Ruotsissa Tarfala laaksossa havaittiin muihin tutkimuksiin verrattuna huomattavasti pienempiä hiilivarastojen alueellisia keskiarvoja (Taulukko 5). Alhaisten estimaattien taustalla on tutkimusalueen vuoristomainen ympäristö. Suuri osa tutkimusalueesta on rakkakivikkoa tai aluetta, jossa maaperä on ohutta, kivikkoista ja heikosti kehittyntä. Hiilivarastojen hotspot-alueita, kosteikkoja, ei alueella tavata (Fuchs et al. 2015). Kuvattu ympäristö ja estimoidut hiilivarastot vertautuvat verrattain hyvin tämän tutkimuksen karuimpien ylänkö- ja lakialueiden ympäristöihin sekä niiden arvioituihin hiilivarastoihin. Tarkasteltaessa ainoastaan kasvillisuuden peittämiä alueita arvioi Fuchs et al. (2015) maaperän hiilivarastoksi $4,6 \text{ kg C m}^{-2}$, joka on lähellä tämän tutkimuksen alueellista keskiarvoa. Verrattaessa Tarfala laakson, Abiskon ja tämän tutkimuksen vuoristomaisten ympäristöjen hiilivarastoja arktisten alavien maiden varastoihin havaittiin vuoristotundran hiilivarastojen olleen merkittävästi pienempiä (Fuchs et al. 2015; Palmtag et al. 2015; Palmtag et al. 2016; Siewert 2018). Vuoristomaisten ympäristöjen laaja topografinen gradientti lisää muun muassa rinneprosessien merkitystä, mikä rajoittaa maannoksen syntyä ja potentiaalista hiilen varastoitumista maaperään (Fuchs et al. 2015; Shelef et al. 2017). Verrattaessa tutkimusten hiilivarastoja on myös hyvä huomioida ajallinen näkökulma. Tutkimusalue ja koko subarktinen Fennoskandia ovat suhteellisen äskettäin olleet mannerjäätikön peittämänä, minkä vuoksi maaperä on nuorempaa ja kehittymättömämpää verrattaessa jäästä vapaisiin ympäristöihin (Jones et al. 2009). Tällöin on myös oletettavaa, että maaperän potentiaaliset hiilivarastot saattavat olla kyseisissä ympäristöissä pienempiä.

Huomattava osa tutkimusalueen hiilivarastoista olivat sijoittuneet pinta-alaltaan hyvin pienille alueille, minkä vuoksi näiden alueiden havaitseminen ja hiilivarastojen tunnistaminen ovat oleellinen osa alueellisten varastojen arvioinnin kannalta. Siewertin (2018) tutkimuksessa havaittiinkin samankaltaista hiilivarastojen keskittymistä kosteikkoalueille korkearesoluutioisella tarkastelulla, mitä yleistettäessä karkeammilla yli 30 metrin resoluution aineistoilla ei kyetty enää havaitsemaan.

Tämän tutkimuksen arvio maiseman keskimääräisestä hiilivarastosta on huomattavasti pienempi verrattaessa sirkumpolaarisen mittakaavan tarkastelun arvioon. NCSCD:ssä (*Northern Circumpolar Soil Carbon Dataset*) on alueelle, johon tutkimusalue kuuluu, arvioitu 0–30 cm syvyyden hiilivaraston olevan keskimäärin $7,5 \text{ kg C m}^{-2}$ ja 0–100 cm hiilivaraston vastaavasti olevan 14 kg C m^{-2} (Hugelius 2013b). Myös muut tutkimukset ovat havainneet maisematason ja sirkumpolaaristen ennusteiden poikkeavan toisistaan (Fuchs et al. 2015; Weiss et al. 2017; Siewert 2018). Eroavaisuudet ovat selitettävissä sirkumpolaaristen ennusteiden

suuren yleistyksen tasolla, milloin maisematason vaihtelua ei kyetä erottamaan (Fuchs et al. 2015). Mahdollisena syynä merkittävälle eroavaisuudelle nähdään myös siinä, että aikaisemmat tutkimukset sijoittuvat valtaosin ympäristöihin, joissa tavataan keskimääräistä suurempia hiilivarastoja. Kosteikkoalueet, alavat ympäristöt ja jokien pengeralueet paksuine maaperineen ja ikeroutuneen ovat rinneympäristöihin ja kivikkoisten tunturiyläntöiden maaperiin nähden tiheämmin tutkittuja ympäristöjä (Weiss et al. 2017). Eroavaisuudet havainnollistavat tarpeen eri mittakaavan ja eri ympäristöjen tutkimuksille, jotta voidaan tutkia prosesseja ja systeemejä ympäristöhavaintojen taustalla, tuottaa luotettavia alueellisia ennusteita sekä arvioida varastojen globaalia merkittävyyttä.

8.2 Topografian vaikutus maaperän hiilivarastojen alueelliseen jakaumaan

Tutkimuksen yhtenä keskeisenä tavoitteena oli selvittää topografian vaikutusta hiilen varastoitumiseen maaperässä sekä miten topografian vaikutus näkyy varastojen alueellisessa jakaumassa. Paikallisen topografian on todettu säätelevän muun muassa maaperän lämpötila- ja kosteusolosuhteita, maaperän vakautta, raekokojakauman paikallista vaihtelua ja kasvillisuutta, jotka ovat kaikki hiilen kiertoa sääteleviä ympäristötekijöitä (Kuva 3; Arrouays et al. 1998; Seibert 2007; Weiss et al. 2017). Tässä tutkimuksessa korkeusmallista johdettujen topografiamuuttujien vaikutusta havaittuihin hiilivarastoihin tulkittiin monimuuttujamallinnusmenetelmin tuotetuilla malleilla, joiden tuloksia peilattiin tunnettuun teoriaan.

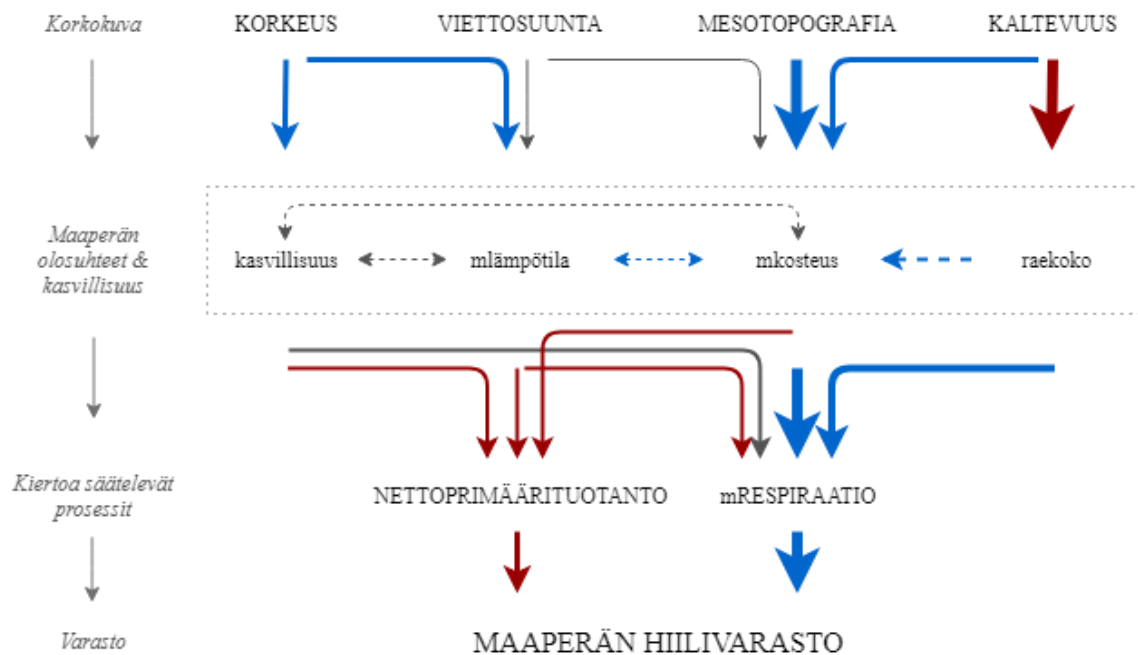
Absoluuttinen korkeus kuvaa alpiinisessa maisemassa ympäristön vaihtelusta leveysasteiden tavoin luoden perustan ympäristön ja hiilivarastojen vaihtelulle tutkimusalueella (Mishra et al. 2017; Weiss et al. 2017). GBM-mallissa korkeuden suhteellinen tärkeys oli noin 13 % ja vaikka malleissa korkeus näyttäytyikin sekundäärisenä tekijänä, oli tällä kuitenkin keskeinen rooli. Tutkimusalueella korkeus peilaa lämpötilaolosuhteiden ja kasvillisuuden vaihtelua, eli muuttujia, jotka kontrolloivat hiilen kiertoa säätelevien fotosynteesin ja respiraatioprosessien voimakkuutta (Kuva 22; Hobbie et al. 2000; Seibert 2007; Mishra et al. 2017). Havaitut kynnysarvot korkeuden vastekäyrissä puurajan tietämällä ja noin 750 metrin korkeudella liittyvätkin muutoksiin nimenomaan lämpötiloissa ja kasvillisuudessa.

Tulosten perusteella voidaan todeta maaperän kosteuden olleen koeasetelmassa keskeisin tekijä hiilen varastoitumisen kannalta (Kuva 22). SWI-indeksi lukeutui kummassakin mallinnusmenetelmässä eniten vastemuuttujaa selittäväksi tekijäksi, GAM-mallissa yhdessä

mesotopografiaa kuvaavan TPI-indeksin kanssa ja GBM-mallissa yhdessä kaltevuuden kanssa (Kuva 15 ja 17). Kosteuden tärkeys hiilivarastoa säätelevänä muuttujana oli odotettu tulos, sillä useat tutkimukset ovat osoittaneet maaperän kosteuden olevan yksi tärkeimmistä hiilivarastoja selittävistä tekijöistä (Baumann et al. 2009; Moyano et al. 2013; Dörfer et al. 2013; Treat et al. 2014). Maaperän kosteus heikentää mikrobien hajotustoimintaa siten, että orgaanisen aineksen tuotanto voi ylittää respiraation kautta vapautuvan hiilen määrän, milloin maaperän hiilivarastot kasvavat (Yadav & Malanson 2007). Tutkimustulosten mukaan SWI-kosteusindeksin kynnsarvona näytti olleen indeksiarvo kymmenen (Kuva 15 ja 16). Tätä kosteudessa ympäristöissä hiilivarastojen akkumulaatio voimistui merkittävästi kyseisellä tutkimusalueella.

Mallinnusten mukaan kosteusolosuhteita kuvaavat muuttujat, SWI, TPI ja kaltevuus olivat suhteellisesti tärkeämpiä verrattaessa korkeus- ja säteilymuuttujiin, joiden voidaan nähdä kuvaavan lämpötilaolosuhteita (Kuva 15–17 ja 22). Havaintoon vaikuttanee kuitenkin se, että maiseman viileimmissä ympäristöissä, joissa hiilen varastoituminen on oletuksen mukaan suurinta, olosuhteet olivat jo hyvin karuja maannoksen ollessa ohutta ja kasvillisuuden vähäistä. Mikäli kyseiset karuimmat ja viileimmät ympäristöt suljetaan pois, voidaan todeta hiilivarastojen keskimäärin pienentyvän matalille ja lämpimämmille tunturikoivikon alueille siirryttäessä (Kuva 20). Se, että johtuuko hiilivarastojen pienentyminen tunturikoivikon alueilla, missä määrin korkeuden säätelemästä lämpötilamuutoksesta ja missä määrin runsaamman kasvillisuuden positiivisesta pohjustus -ilmiöstä, ei tämän tutkielman rajallisuuden vuoksi kyetty tarkastelemaan. Toki on huomioitava, että tekijät ovat vahvasti kytköksissä toisiinsa, koska lämpötila säätelee kasvillisuuden levinneisyyttä (Billings 1973). Siitä syystä lämpötila vaikuttaa myös epäsuorasti maaperän hiilivarastoihin kasvillisuuden kautta.

Tulosten viittaama kosteusolosuhteiden tärkeys suhteessa lämpötilaan osoittaa hidastetun hajotustoiminnan olevan primäärituotantoon verrattuna keskeisempi muuttuja hiilen varastoitumisen kannalta (Kuva 22). Hiilivarastoja ja maaperän respiraatioprosessia säätelevien maaperän kosteuden ja lämpötilan merkittävyysien suhteesta on vaihtelevia tuloksia. Tavataan tuloksia, joissa maaperän kosteus on todettu olleen keskeisin muuttuja (Baumann et al. 2009; Hicks Pries et al. 2013a), mutta myös vastakkaisia tuloksia, joissa lämpötila on näyttäytynyt tärkeämpänä tekijänä kosteuden oltua sekundäärinen muuttuja (Treat et al. 2014). Tulosten vaihtelevuus johtunee siitä, että muuttujien väliset suhteet ovat pitkälti riippuvaisia tutkimuksen alueellisesta kontekstista.



Kuva 22. Tutkimuksessa havaitut yhteydet korkokuvan, maaperän olosuhteiden ja hiilivarastojen välillä. Korkokuva säätelee maaperän olosuhteita, jotka viime kädessä kontrolloivat hiilen kiertoa säätelevien prosessien intensiteettiä määrittäen maaperän hiilivarastoja. Tutkimuksessa viettosuunnan vaikutusta tutkittiin säteilymuuttujan kautta ja mesotopografian vaikutusta topografisen sijainti-indeksin (TPI-indeksin) avulla. Kaaviossa mesotopografiaa on käsitelty TPI-indeksi-arvojen tavoin, jossa suurempi arvo kuvaa harjannetta ja pienempi arvo painannetta. Nuolen paksuus ilmentää muuttujan merkittävyyttä ja tämän väri vaikutuksen suuntaa. Punainen kuvaa positiivista, sininen negatiivista ja harmaa yksihuippuista suhdetta. Katkoviiva ilmaisee teoriaan perustuvaa vuorovaikutusta, jota tässä tutkimuksessa ei suoraan tutkittu.

TPI-indeksi näyttäytyi GAM-mallissa erittäin merkittävänä tekijänä, mikä näkyi myös alueellisessa ennusteessa (Kuva 15 ja 19). GBM-mallissa TPI-indeksin suhteellinen tärkeys ei ollut yhtä korostunut tärkeyden oltua samaa luokkaa absoluuttisen korkeuden kanssa. TPI:n kuvaama mesotopografia kontrolloi maaperän olosuhteita ja kasvillisuutta tuottaen säännöllistä vaihtelua suhteellisen topografisen sijainnin mukaan (Kuva 3). Näin ollen myös kasvillisuuden säätelemä orgaanisen aineksen määrä ja kemiallinen laatu sekä maaperän lämpötila- ja kosteusolosuhteiden säätelemä hajoamisnopeus vaihtelee saman kuvion mukaisesti (Hobbie et al. 2000; Sommerkorn 2008). Tunturikoivikon alueella, jossa suhteelliset korkeuserot olivat suurehkot, TPI- ja kaltevuusmuuttujat kykenivät erottamaan harjanteiden ja rinteiden pienemmät hiilivarastot (Kuva 19). TPI-indeksin jyrkkä muutos indeksiarvon muututtua positiiviseksi kuvaa hiilivarastojen rajallisuutta lakialueilla ja huuhtoutuneilla harjanteilla. Indeksiarvo nollan tuntumassa havaittu suuri hiilivarastojen vaihtelu johtuu siitä, että arvo kuvaa joko keskirinnettä tai hyvin laakeaa ympäristöä (Liite 6; Weiss 2001). Tämä

tuottaa haasteita ja epävarmuutta, sillä kuvatut ympäristöt ja niissä määräävät mekanismit eroavat merkittävästi toisistaan.

Mallinnuksessa käytetty TPI 1000 on tarkastusikkunaltaan niin iso (1 km²), ettei se pysty kuvaamaan pienipiirteistä topografista vaihtelua (Kuva 21 b). Mallinnusmuuttujiksi harkittiin myös pienempien tarkastusikkunoiden TPI-indeksejä, mutta muuttujat eivät olleet tilastollisesti merkitseviä, jonka vuoksi näitä ei hyödynnetty mallissa. Mitä todennäköisimmin pienipiirteisemmässäkin topografisessa vaihtelussa on havaittavissa samankaltaista vaihtelua hiilivarastoissa kuperien ja koverien aleuiden välillä (Sommerkorn 2008), mitä tutkimuksessa hyödynnetyn TPI-indeksin mittakaavan vuoksi ei kyetty todentamaan.

Rinteen kaltevuus paljastui GBM-mallissa suhteellisesti tärkeimmäksi muuttujaksi (suhteellinen tärkeys 35 %), missä hiilivarastot pienenevät merkittävästi kaltevuuden kasvaessa (Kuva 16). Maaston kaltevuuden vaikutus hiilivarastoihin onkin selkeä, koska kaltevuus kontrolloi muun muassa pintavaluntaa, maaperän raekokojakauman alueellista vaihtelua sekä rinneprosessien voimakkuutta ja näin maaperän vakautta mahdollistaen maannoksen ja paksun maaperän synnyn (Kuva 3; Arrouays et al. 1998; Seibert 2007; Shelef et al. 2017). GAM-menetelmän mallissa sen sijaan ei havaittu yhtä merkittävää suhdetta hiilivarastojen ja kaltevuuden välillä (Kuva 15). Kaltevuuden vaikutuksen epävarmuuteen saattanee vaikuttaa se, että osa tuntureiden huippujen tutkimuspisteet sijaitsivat kaltevuudeltaan tasaisissa ympäristöissä, mutta rakkakivikon ja mitättömän kasvillisuuden vuoksi maaperän hiilivarastot olivat lähes olemattomia (Kuva 9).

Aineksen kulutuksen, kuljetuksen ja kasauksen lakien myötä tavataan ylärinteillä ohuempaa ja karkearakeisempaa maaperää verrattuna alarinteisiin ja alaviin tasamaihin (Milne 1936). Kaltevuus ja rinteen profiili vaikuttavat täten myös tavattavaan raekokojakaumaan. Kuten tuloksista käy ilmi, tavattiin mineraalimaista hienojakoisissa silttisissä maaperissä keskimäärin suurimmat hiilivarastot (Kuva 13). Havainto oli odotettu (Palmtag & Kuhry 2018), sillä hienojakoinen mineraaliaine edistää maaperän vedenpidätyskykyä heikentäen mikrobien hajotustoimintaa (Moyano et al. 2013). Kosteusnäkökulman lisäksi hienojakoisella mineraaliaineksella on todettu olevan korkeampi hiiliyhdisteiden adsorptiokyky (Oades 1988; Davidson & Janssens 2006), joka osaltaan selittää hiilivarastojen kertymistä hienojakoisille mineraalimaille (Kuva 13; (Schimel et al. 1994; Palmtag & Kuhry 2018).

Vuotuinen säteily määrä hienosäätää ja tuottaa paikallista vaihtelua absoluuttisen korkeuden säätelemiin lämpötilaolosuhteisiin (Aalto et al. 2017b). Lämpötilavaikutuksen kautta säteily

säätlee myös haihduntaa ja kasvillisuutta vaikuttaen hiilivarastoja sääteleviin maaperän lämpötila- ja kosteusolosuhteisiin (Kuva 22; Seneviratne et al. 2010; Baughman et al. 2015). Mallinnuksessa rinteiden viettosuuntaa ilmentämään käytetyn säteilyn vaikutus oli mallinnusmuuttujista heikoin (Kuva 17). Oletuksena oli perustuotannon ja etenkin orgaanisen aineksen hajoamisen olevan vilkkaampaa eteläisillä ja lounaaseen avautuvilla rinteillä, minkä seurauksena kyseisillä alueilla hiilivarastot jäisivät pienemmiksi verrattessa pohjoiseen ja koilliseen avautuviin rinteisiin (Johnson et al. 2011; Henkner et al. 2016; Wu et al. 2017). Kummankin mallinnusmenetelmän mallien säteilymuuttujan vastekäyrien mukaan havaittiin ennakko-oletukseen nähden vastakkaisia trendejä, eli hiilivarastojen kasvua säteilymäärän kasvaessa (Kuva 15 ja 16; Henkner et al. 2016; Wu et al. 2017). Säteilymuuttujalla oli malleissa kuitenkin huomattava epävarmuus ja pieni suhteellinen tärkeys, mitä ilmentää myös ennustustuloksissa saadut vastekäyriin nähden ristiriitaiset tulokset, joissa havaittiin keskimäärin hieman suurempia hiilivarastoja pohjoiseen viettävillä alueilla (Kuva 20b). Ennustustulosten mukainen jakauma suhteessa rinteiden viettosuuntaan oli täten linjassa aikaisempien tutkimusten kanssa (Henkner et al. 2016; Wu et al. 2017). Havaittu ristiriita johtunee siitä, ettei säteily ja rinteiden viettosuunta ole täysin yksi yhteen meneviä muuttujia, sillä säteilymäärään vaikuttaa myös keskeisesti maaston kaltevuus (McCune & Keon 2002).

8.3 Hiilivarastojen mallinnus topografisilla ympäristömuuttujilla

Useissa tutkimuksissa on todettu korkokuvan olevan tärkeä tekijä maaperän ominaisuuksien säätelijänä sekä toimivan hyvänä maaperän ominaisuuksien ennustajana (Arrouays et al. 1998; Florinsky 2002; Seibert 2007; Palmtag et al. 2015). Siitä huolimatta maaperän hiilivarastoja ennustettaessa on hyödynnetty harvassa tutkimuksessa ainoastaan korkokuvasta johdettuja muuttujia (Weiss et al. 2017). Sen sijaan tavataan enemmän tutkimuksia, joissa topografiamuuttujia on hyödynnetty yhdessä kasvillisuusindeksien tai maanpeiteluokitusten kanssa (Johnson et al. 2011; Siewert et al. 2018; Zeraatpisheh et al. 2018). Vaihtelevuus koeasetelmissa muun muassa näytteenoton, tarkasteltavan maaperän syvyyden ja yleistyksessä hyödynnettyjen menetelmien osalta hankaloittavat tutkimusten välisten tulosten vertailua. Lisäksi mallinnustuloksiin vaikuttavat keskeisesti tutkimusalueiden ympäristömuuttujien gradientit, mallinnuksen resoluutio ja alueellinen mittakaava, jotka kaikki tulisi huomioida tuloksia vertaillessa (Florinsky et al. 2002; Weiss et al. 2017; Siewert 2018).

Tutkimuksessa tuotetut mallit toimivat kohtuullisesti istuvuuden oltua noin $R_{\text{spearman}} = 0,5\text{--}0,6$ ja ennustuskyvyn oltua $R_{\text{spearman}} = 0,3\text{--}0,5$ (Taulukko 4). GAM- ja GBM-mallien istuvuudet olivat hieman parempia verrattaessa Weiss et al. (2017) tutkimuksessa ilmoitettuihin arvoihin ($R_{\text{pearson}} = 0,38\text{--}0,46$). Toki on huomioitavaa, että heidän yleistys perustuu ainoastaan absoluuttiseen korkeuteen, joten vertailu on enemmän suuntaa antava. Siewertin (2018) maisematason tutkimuksessa Abiskossa saatiin tarkempia tuloksia selitysasteen (R^2) vaihdellessa 0,46 ja 0,74 välillä riippuen mallinnusmenetelmästä. Tutkimuksen hiilivarastojen yleistyksessä hyödynnettiin niin maanpeiteluokitusta, kasvillisuusindeksejä kuin korkokuvasta johdettuja muuttujia, mikä saattaa selittää mallien parempia ennustuskkyä. Jäännösvirheiden hajontaa kuvaavat RMSE-arvot olivat kuitenkin tämän tutkimuksen malleissa pienemmät verrattaessa sekä Weiss et al. (2017) että Siewertin (2018) tutkimusten tuloksiin, joissa RMSE:t olivat noin 11–21 kg C m⁻². Havaittuihin pienempiin jäännösvirheisiin saattaa vaikuttaa se, ettei tässä tutkimuksessa ole huomioitu mahdollisia ikeiroudan hiilivarastoja. Vertailututkimuksissa havaittu ikeirouta todennäköisesti lisää hiilivarastojen alueellista vaihtelua, mikä heijastuu malleissa suurempina jäännösvirheinä. Huomioitavaa on myös, että Siewertin (2018) tutkimuksessa ennustettujen hiilivarastojen vaihteluväli oli lähes kaksinkertainen tämän tutkimuksen vaihteluväliin nähden. Weiss et al. (2017) tutkimuksessa puolestaan hiilivarastojen vaihteluväli oli puolestaan lähes sama tämän tutkimuksen kanssa. Semiarideissa ja trooppisissa ympäristössä tehdyissä vastaavanlaisissa tutkimuksissa ovat selitysasteet olleet korkeampia ($R^2 = 0,50\text{--}0,66$; Were et al. 2015; Zeraatpisheh et al. 2018). Kyseisissä ympäristöissä hiilivarastojen vaihteluväli on merkittävästi pienempi kuin tundraympäristössä, mikä osittain selittää parempia mallinnustuloksia.

Arktisessa tundraympäristössä maiseman pirstaleisuus ja suuri vaihtelevuus (Virtanen & Ek 2014) tuottavat omat haasteensa alueellisten ennusteiden laatimiselle, mitä myös tämän tutkimuksen tuloksissa tunnistettiin. Tutkimuksessa tuotetut mallit ennustivat luotettavammin havaintoaineiston pienempiä hiilivarastoja (Kuva 18). Kummatkin mallit alisovittivat suurimpia hiilivarastoja, minkä lisäksi GBM-malli ylisovitti hieman pienimpiä alle yhden kg C m⁻² varastoja. Samankaltaista yli- ja alisovittamista havaittiin myös Siewertin (2018) tutkimuksen hiilivarastomalleissa. Mallinnusmuuttujien suhteen mallien jäännösvirheet olivat pienimmillään kuivissa ympäristöissä ja ne pienenivät myös korkeuden ja kaltevuuden kasvaessa (Liite 12). Tämä kuvaa, kuinka mallit ennustivat luotettavimmin tunturien lakialueilla, homogeenisissa ympäristöissä, joissa hiilivarastojen vaihtelu oli pientä.

Suurin osa arktisen alueen maisematason tutkimuksien alueellisista yleistyksistä perustuvat joko täysin tai osittain maanpeiteluokitukseen ja perustuotannon määrään. Kasvillisuuteen ja perustuotantoon perustuvan yleistyksen ongelmallisuuteen on kuitenkin viime vuosina havahduttu (Mishra et al. 2017; Weiss et al. 2017), sillä tutkimukset ovat osoittaneet, ettei kasvillisuuden runsauden ja maaperän hiilivaraston suhde tundraympäristöissä ole suoraviivainen (Hartley et al. 2012; Parker et al. 2015). Perustuotannon ja kasvillisuuden sijasta topografisten muuttujien onkin todettu määrittelevän hiilivarastojen jakaumaa suhteellisen hyvin (Johnson et al. 2011; Mishra et al. 2017; Weiss et al. 2017), mitä myös tämän tutkimuksen kohtuullisesti toimineet mallit osoittivat.

8.4 Tulosten luotettavuus

Tulokset ovat peilikuva aineiston laadusta ja menetelmien toimivuudesta kyseisessä aineistossa ja koeasetelmassa. Täten aineistossa ja menetelmissä mahdolliset virhelähteet ja epävarmuudet saattavat johtaa tulosten virhetulkintoihin ja harhaisiin päätelmiin. Mahdollisten virhelähteiden tiedostaminen on keskeistä harhojen minimoimiseksi. Seuraavassa pohditaankin kriittisesti käytettyjen aineistojen ja menetelmien vahvuuksia ja heikkouksia tulosten ja niistä tehtyjen johtopäätösten luotettavuuden näkökulmasta.

8.4.1 Aineiston luotettavuus

Niin kenttäaineistoon kuin topografiseen aineistoonkin liittyy haasteita, epävarmuutta ja mahdollisia virhelähteitä. Ensinnäkin, koeasetelmaa suunniteltaessa on tärkeää huomioida, että havaintoaineisto kattaa mahdollisimman hyvin alueella tavattavat ympäristöolosuhteet (Goidts et al. 2009; Mishra et al. 2013). Oletettavaa on, että koeasetelmien ympäristögradienttien vaihteluväli vaikuttaa huomattavissa määrin tutkimusten tuloksiin ja johtopäätöksiin. Ympäristögradienttien kattavuutta ja etenkin ääripäiden riittävää huomioimista havaintoaineistossa on pyritty varmistamaan hyödyntämällä ositettua otantaa tutkimuspisteiden valinnassa. Tuloksista kuitenkin ilmenee etenkin kosteikkojen olevan aliedustettuina tässä tutkimuksessa. Tämä näkyy tuloksissa muun muassa suurimpana hajontana ennustettujen ja havaittujen hiilivarastojen välillä kyseisessä ympäristössä (Kuva 18). Huomattavasti muita suurempia hiilivarastoja oli havaintoaineistossa vain muutaman havainnon verran (Kuva 12). Kyseisiä havaintoja ei kuitenkaan käsitelty poikkeamina, sillä havaitut hiilivarastot olivat

poikkeavuudestaan huolimatta pienempiä, tai saman suuruisia, kuin mitä muissa vastaavissa tundraympäristöissä on havaittu (Fuchs et al. 2015; Palmtag et al. 2015; Siewert 2018). Suurimpien hiilivarastohavaintojen vähyyteen ja kosteikkoalueiden vähäiseen edustavuuteen vaikuttaa osaltaan myös se, ettei muutamalta suotutkimuspisteeltä saatu näytettä kerättyä käytössä olleilla näytteenottovälineillä. Jatkotutkimuksia ajatellen kosteikkoalueiden edustavuuden parantaminen kyseisessä aineistossa saattaisi kohentaa mallien tuloksia lisäten tarkkuutta suurimpien varastojen estimaateissa.

Maaperänäytteiden suurin kontaminaatoriski ja mahdollisuus virhelähteisiin kohdataan jo kenttävaiheen työskentelytavoissa. Maaperänäytteiden tutkimuspisteen edustavuutta pyrittiin varmistamaan kokoomänäytteiden avulla, menettely, mitä yleisesti suositellaankin sattuman vaikutuksen minimoimiseksi (Goidts et al. 2009; Schoeneberger et al. 2012; Tóth et al. 2013).

Laboratorioanalyysit onnistuivat melko hyvin keskihajontojen ja vaihtelukertoimien oltua maltillisia (Taulukko 6). Kaikki analyysitulokset alittivat yli 1 000 ppm pitoisuuksille suositellun vaihtelukertoimen 10 % raja-arvon (EC 2002), mikä kuvaa laboratorioanalyysien tulosten olevan luotettavia. Pienimmät keskihajonnat olivat typpipitoisuudella ja pH:lla, kun taas orgaanisella aineksella ja hiilipitoisuudella olivat suurimmat keskihajonnat. Korkeimmat vaihtelukertoimet tavattiin ravinneanalyysin hiili- ja typpipitoisuuksilla, kun pH:lla ja SOM:lla ne olivat pienimmät.

Taulukko 6. Laboratorioanalyysien luotettavuus. Keskihajonta ja vaihtelukerroin kuvaavat analyysimenetelmän toistotarkkuutta.

Tekijä	Näytteiden lkm	Rinnakkaisten lkm	Rinnakkaisten osuus (%)	Keskihajonta	Vaihtelukerroin (%)
pH	236	19	8,05	0,05	1,16
SOM	236	25	10,6	1,59	4,30
C	78	15	19,23	1,80	9,28
N	78	15	19,23	0,07	9,24
C/N ratio	78	15	19,23	0,58	2,57

Tämän tutkimuksen kenties suurimmat yksittäiset aineistoon liittyvät epävarmuustekijät olivat haasteet maaperän volyymin määrittämisessä. Hiilivarastojen laskennassa hyödynnettiin tietoa mineraalinäytteiden karkean aineksen (raekoko > 2 mm) osuudesta, mutta tällä tavoin ei kyetty huomioimaan kuin näytteenottosylinteriin sattuvan karkean aineksen osuutta. Tämän seurauksena sylinteriä suuremmat kivet ja lohkarieät jäivät huomioimatta hiilivarastolaskuissa. Myös edustavan maaperän syvyyden määrittäminen koettiin haasteelliseksi ympäristöissä,

joissa jo yhden tutkimuspisteen sisällä kivisyyden vaihtelu saattoi olla suurta. Edustavan syvyysarvion tuottamiseksi ja sattuman todennäköisyyden pienentämiseksi laskettiin tutkimuspisteen maaperän syvyys keskiarvona kahdestakymmenestä mittauksesta. Kivikkoisten maaperien hiilivarastojen ennustamisen haasteellisuus on laajalti tunnistettu ja aiheesta käydäänkin keskustelua parempien arviointimenetelmien saavuttamiseksi (Goidts et al. 2009; Jurgensen et al. 2017; Poeplau et al. 2017; Hobley et al. 2018). Maaperän volyymin arvioimiseen liittyvät haasteet korostuvat juurikin vuoristomaisissa tundraympäristöissä, joissa maaperä on pääosin ohutta ja kivisyys runsasta (Fush et al. 2015).

Myös tutkimuksessa hyödynnettyyn korkokuva aineistoon liittyy epävarmuustekijöitä ja virhelähteitä (Wechsler 2007). Korkeusmallin virhelähteet koskevat etenkin mallin laadintaa, jossa voi syntyä sekä systemaattisia että satunnaisia virheitä. Tyypillisimmät virhelähteet liittyvät vanhentuneeseen aineistoon, vajavaiseen havaintotiheyteen, interpoloinnissa ja yleistyksessä syntyviin virheisiin sekä mittauksen sijaintitarkkuuksiin (Pike 2002; Wechsler 2007; Erdogan 2009). Näin ollen korkeusmallin täsmällisyyteen vaikuttaa keskeisesti käytetyn aineiston keruun menetelmät, mallin resoluutio kuin myös käytetty interpolointimenetelmä, sillä eri algoritmeilla tuotetuilla interpoloinneilla on havaittu eroja lopputuloksessa (Erdogan 2009). On mahdollista, että tutkimuksessa käytetty kymmenen metrin resoluutio ei kykene havaitsemaan topografiassa pienipiirteisintä vaihtelua heikentäen mallinnustuloksia. Siewertin (2018) tutkimuksessa ei kuitenkaan todettu merkittävää muutosta mallien toimivuudessa käytettäessä kymmenen metrin ja yhden metrin resoluution aineistoja. Sen sijaan malliennusteet heikkenivät siirryttäessä yli kolmenkymmenen metrin resoluution tasolle.

Staattisilla muuttujilla mallintamisen etuna on, etteivät nämä muuttujat vaihtelee suuresti ajassa. Maaperän hiilivarastojen, etenkin syvempien kuin pintakerroksen, kuvatessa vuosikymmenien, -satojen ja jopa tuhansien vuosien aikana kertyneitä varastoja (Hobbie 2000), ovat esimerkiksi kasvillisuus ja lämpötilaolosuhteet voineet vaihdella. Tällöin saattaa hetkittäiseen kasvillisuustilanteeseen tai lämpötilaolosuhteisiin perustuva mallinnus tuottaa harhaa syy-seuraussuhteissa.

8.4.2 Mallinnusmenetelmien luotettavuus

Kummankin mallinnusmenetelmän tulokset olivat kohtalaisia. Kahden rinnakkaisen mallinnusmenetelmän käytöllä haluttiin tuoda varmuutta tuloksiin. Tulosten oltua samansuuntaiset nämä myös vahvistivat toisiaan, vaikka eroja esimerkiksi selittävien muuttujien välisissä suhteellisissa merkityksissä havaittiinkin. Se kuitenkin vahvistaa sitä, että mallit ovat ainoastaan representaatioita mahdollisesta todellisuudesta.

Tulokset ovat riippuvaisia aineiston laadun lisäksi myös aineiston soveltuvuudesta käytettyihin mallinnusmenetelmiin. Käytetyt monimuuttujamallinnusmenetelmät ovat viime vuosikymmeninä yleistyneet maaperätutkimuksissa (Lane 2002; Hengl et al. 2014; de Brogniez et al. 2015). Tutkimuksessa todettiin GAM-mallin toimineen hyvin selitettäessä aineistoa, mutta mallin kyky ekstrapoloida oli puolestaan heikko, sillä malli arvioi alueelliseen ennusteeseen paikoin valtavan suuria hiilivarastoja (Liite 10). GAM-menetelmän onkin yleisesti tunnistettu toimivan hyvin ennustettaessa aineiston vaihteluvälin sisällä, mutta toimivan heikommin ennustettaessa tämän ulkopuolelle (Owens et al. 2013; Bell & Schlaepfer 2016).

GBM-menetelmä perustuu koneoppiin sekä luokittelupuumenetelmään (ks kappale 6.2.2) ja vaatii näin runsaamman havaintomäärän (Elith 2008). Menetelmässä kone pyrkii löytämään kuvioita ja ryhmittymiä selittävien muuttujien ja vastemuuttujan välillä. Tulokset paranisivat todennäköisesti, jos aineiston havaintomäärä olisi suurempi, koska tällöin koneelle annetaan enemmän ns. oppimismateriaalia. GBM-mallinnuksessa havaittiin aineiston olevan herkkä aineiston jaon vaihtelulle, mikä todettiin vastekäyrien vaihteluna ajojen välillä. Tämä johtunee aineiston suhteellisen pienestä havaintomäärästä, mutta myös hiilivarastojen herkkyys ympäristön vaihtelulle saattaa olla tämän taustalla. Lisäksi on mahdollista, että hiilivarastojen vaihtelua selittää jokin kolmas tekijä, joka aiheutti herkkyyttä ja vaihtelua aineiston jaossa.

8.5 Jatkotutkimus

Havaintomäärän kasvattaminen on todettu olevan ensisijainen tapa parantaa alueellisia ennusteita (Mishra et al. 2013; Hugelius et al. 2013b; Siewert 2018). Tässä tutkimuksessa etenkin hiilivarastojen keskeisimpinä alueina pidettäviä kosteikkoja ja jokivarsiympäristöjä tulisi tarkastella tarkemmin. Suurimpien hiilivarastojen havaintomäärät jäivät koeasetelmassa vähäisiksi, mikä näkyi tulosten epävarmuutena hiilivaraston gradientin ääripäässä. Lisäksi

tuloksissa todettu varastojen keskittyminen rajatuille alueille korostaa näiden ympäristöjen tärkeyttä alueellisissa hiilivarastoennusteissa. Täten varsinkin kyseisten ympäristöjen epävarmuuksien minimoimiseen tulisi panostaa. Lisäksi tämän tutkimuksen näytteenotossa ei huomioitu tutkimusalueen ikiroudan hiilivarastoja. Ikiroutakerrosten hiilivarastojen arvioiminen tarkentaisi todennäköisesti tutkimusalueen todellista alueellista ennustetta.

Tutkimusta voidaan myös jatkojalostaa muun muassa mallintamalla hiilivarastoaineistoa tarkemman resoluution topografisella aineistolla, jonka avulla saattaisi olla mahdollista tunnistaa korkokuvan pienipiirteisen vaihtelun vaikutusta hiilivarastoihin. Tällä hetkellä maaperän hiilivarastojen korkearesoluutioista mallintamista on tehty varsin vähän, joten vankkaa tietoa tämän mahdollisista hyödyistä ei vielä ole (Siewert 2018). Lisäksi tässä tutkimuksessa vähäiselle huomiolle jääneiden taustatekijöiden välisten vuorovaikutusketjujen ja interaktioiden tarkasteluun olisi mielenkiintoista paneutua tarkemmin.

9. JOHTOPÄÄTÖKSET

Tutkimuksen tarkoitus oli arvioida maisematason tarkasteluna vuoristomaisen tundraympäristön hiilivarastoa sekä tarkastella miten paikallinen topografia vaikuttaa hiilivarastojen alueelliseen jakaumaan. Lisäksi pohdittiin korkeusmallista johdettujen topografiamuuttujien potentiaalia hiilivarastojen mallinnuksessa.

Tutkimusalueen ennusteen keskimääräinen hiilivarasto oli linjassa muiden vastaavien ympäristöjen tutkimustulosten kanssa. Tulokset tukevat aikaisempia havaintoja vuoristomaisista tundraympäristöistä, jotka korostavat hiilivarastojen poikkeavan merkittävästi alavien tundraympäristöjen maaperän hiilivarastoista. Kuten aikaisemmatkin tutkimukset ovat osoittaneet, tuo tämänkin tutkimuksen tulokset esille eri mittakaavojen ja eri ympäristöolosuhteissa tuotettujen tutkimusten tärkeyttä. Rinneympäristöissä, tunturiylängöillä, kosteikkoalueilla ja tunturikoivikoissa eri mekanismit ja eri tekijät rajoittavat hiilen kertymistä, mikä tulee huomioida varastojen alueellista jakaumaa tarkasteltaessa (Taulukko 7). Vuoristomaisten tundra-alueiden laajat ympäristögradientit tekevätkin näistä otollisia ympäristöjä ekosysteemien vuorovaikutusten tutkimiseen.

Taulukko 7. Yhteenvedo tutkimuksessa todettujen hiilivarastojen alueellista jakaumaa selittävistä tärkeimmistä vaikutusmekanismeista ympäristöittäin. Ka = keskiarvoinen.

Ympäristö	Lakialueet	Rinneympäristöt	Tunturikoivikot	Kosteikot ja jokilaaksot
Ka. hiilivarasto (kg m⁻²)	0,4 kg C m ⁻²	1,5 kg C m ⁻²	3,2 kg C m ⁻²	7,0 kg C m ⁻²
Rajoittavat mekanismit	-Kylmyys ja tuulisuus rajoittavat kasvillisuuden ja maaperän lähes olemattomiin, mitkä estävät hiilen kertymistä.	-Aktiiviset rinneprosessit ja eroosio epävakauttavat maaperää. -Karkea mineraaliaines ja tästä johtuva heikompi vedenpidätyskyky rajoittavat hiilen kertymistä.	-Lämpö ja runsas puuvartinen kasvillisuus edistävät respiraatiota rajoittaen maaperän varastointikykyä.	-Vakaa, hienojakoinen ja kostea maaperä edistää hiilen kertymistä.

Tutkimuksessa tunnistettiin teorian osoittamia yhteyksiä topografiasta johdettujen muuttujien ja maaperän hiilivarastojen välillä. Maaperän kosteutta ilmentävät muuttujat selittivät parhaiten tutkimusalueen hiilivarastoja, mikä oli odotettua. Suuren korkeusvaihtelun myötä maisema kattoi ympäristöllisesti hyvin vaihtelevan alueen. Vaikka absoluuttinen korkeus ei malleissa ollutkaan merkittävin selittävä tekijä, loi se kuitenkin perustan ympäristön vaihtelulle maisemassa. Korkeusmuuttujan avulla pystyttiin todentamaan hiilivarastojen ehtymistä yli 700 metrin korkeudella sekä muutosta hiilivarastossa likimain puurajan korkeuden tietämällä. Havainnot selittyivät ilmasto-olosuhteiden ja kasvillisuuden selkeiden muutosten avulla kyseisillä korkeusvyöhykkeillä.

Hiilivarastojen alueellisessa arvioinnissa yksi keskeisimmistä haasteista on mahdollisimman luotettavan yleistyksen saavuttaminen. Vaikka maaperätutkimuksessa kenttämittaukset tulee aina olemaan keskeisessä asemassa, on kehittyvillä spatiaalisilla analyyseillä ja mallinnusmenetelmillä mahdollisuus pienentää näytemäärän tarvetta heikentämättä ennusteiden luotettavuutta.

Tuoreimmat tutkimukset korostavat korkokuvasta johdettujen muuttujien tuovan lisänsä hiilivarastojen alueellisen ennustamiseen, mitä tämänkin tutkimuksen kohtuullisesti toimineet mallit puoltavat. Topografiamuuttujien staattisuus sekä muuttujien riippumattomuus muista ympäristötekijöistä voidaan laskea eduiksi mallinnettaessa kyseisillä muuttujilla. Myös se, että topografia säätelee joko suoraan tai vähintään vuorovaikutusketjun kautta lähes kaikkia hiilivarastoa sääteleviä tekijöitä, perustelee topografiamuuttujien hyödyntämistä hiilivarastojen mallinnoissa. On todennäköistä, että korkokuvasta johdettuja maaperän ominaisuuksia kuvaavia muuttujia tullaan tulevaisuudessa hyödyntämään vielä enemmän hiilivarastojen arvioinneissa, etenkin maisematason tarkasteluissa.

10. KIITOKSET

Ensinnäkin haluan osoittaa suuret kiitokset ohjaajilleni Miska Luodolle ja Anna-Maria Virkkalalle tuesta, neuvoista ja kannustuksesta läpi koko graduprosessin. Erityiskiitokset Annalle tuesta kenttäasetelman suunnittelussa, loputtuomista vinkeistä ja avusta mallinnuksen kanssa. Kiitokset kuuluvat myös BioGeoClimate Modelling lab:lle topografisesta aineistosta. Kiitän Societas pro Fauna et Flora Fennicaa tämän pro gradu –tutkielman rahoittamisesta.

Suunnaton kiitos kuuluu kentällä kanssani rehkeille Aino-Maija Määttäselle, Panu Lammille ja Liangzhi Chenille. Rástigáisán tutkimusaluetta tarpoessa läpi ehdittiin kokea yhdessä niin hyviä kuin raskaitakin hetkiä jättäen ikimuistoisia kokemuksia. Lisäksi kiitän laboratoriohenkilökuntaa Juhani Virkasta, Hanna Reijolaa ja Tuija Vaahtojärveä avusta laboratorioanalyysien kanssa.

Lopuksi haluan osoittaa sydämelliset kiitokset perheelle ja ystäville, jotka ovat toimineet tervetulleena vastapainona tämän työn aikana. Suuri kiitos kuuluu kumppanilleni Mikko Raniselle jokapäiväisestä sinnikkäästä kannustuksesta.

11. KIRJALLISUUSLUETTELO

- Aalto, J., P.C. Roux & M. Luoto (2013). Vegetation Mediates Soil Temperature and Moisture in Arctic-Alpine Environments. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 45:4, 429–439.
- Aalto, J., S. Harrison & M. Luoto (2017). Statistical modelling predicts almost complete loss of major periglacial processes in Northern Europe by 2100. *Nature Communications*, 8:1, 515.
- Aalto, J., H. Riihimäki, E. Meineri, K. Hylander & M. Luoto (2017). Revealing topoclimatic heterogeneity using meteorological station data. *International Journal of climatology*, 37, 544–556.
- Aalto, J., O. Karjalainen, J. Hjort & M. Luoto (2018). Statistical Forecasting of Current and Future Circum-Arctic Ground Temperatures and Active Layer Thickness. *Geophysical Research Letters*, 45, DOI: 10.1029/2018GL078007.
- ACIA (2004). *Impacts of a Warming Arctic: Arctic Climate Impact Assessment*. 139 s. Cambridge University Press, UK.
- Arneth, A., S.P. Harrison, S. Zaehle, K. Tsigaridis, S. Menon, P.J. Bartlein, J. Feichter, A. Korhola, M. Kulmala, D. O'Donnell, G. Schurgers, S. Sorvari & T. Vesala (2010). Terrestrial biogeochemical feedbacks in the climate system. *Nature Geoscience*, 3:8, 525–532.
- Arrouays, D., J. Daroussin, J.L. Kicin & P. Hassika (1998). Improving topsoil carbon storage prediction using a digital elevation model in temperate forest soils of France. *Soil Science*, 163; 2, 103–108.
- Aurela, M., T. Laurila & J.P. Tuovinen (2004). The timing of snow melt controls the annual CO₂ balance in a subarctic fen. *Geophysical Research Letters*, 31:16, 3–6.
- Balser, T.C. & D.L. Wixon (2009). Investigating biological control over soil carbon temperature sensitivity. *Global Change Biology*, 15:12, 2935–2949.
- Banerjee, S., B.C. Si & S.D. Siciliano (2011). Evidence of High Microbial Abundance and Spatial Dependency in Three Arctic Soil Ecosystems. *Soil Science Society of America Journal*, 75, 2227–2232.
- Bardgett, R.D., C. Freeman & N.J. Ostle (2008). Microbial contributions to climate change through carbon cycle feedbacks. *The ISME Journal*, 2, 805–814.
- Barry, R.G. & R.J. Chorley (1971). *Atmosphere, weather and climate*. 2 p. 379 s. Methuen, London.
- Batjes, N.H. (1996). Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *European Journal of Soil Science*, 47, 151–163.
- Baughman, C.A., D.H. Mann, D.L. Verbyla & M.L. Kunz (2015). Soil surface organic layers in Arctic Alaska: Spatial distribution, rates of formation, and microclimatic effects. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 120, 1150–1164.
- Baumann, F., J.S. He, K. Schmidt, P. Kühn & T. Scholten (2009). Pedogenesis, permafrost, and soil moisture as controlling factors for soil nitrogen and carbon contents across the Tibetan Plateau.

- Global Change Biology*, 15, 3001–3017.
- Bell, D.M. & D.R. Schlaepfer (2016). On the dangers of model complexity without ecological justification in species distribution modeling. *Ecological Modelling*, 330, 50–59.
- Belshe, E.F., E.A.G. Schuur & B.M. Bolker (2013). Tundra ecosystems observed to be CO₂ sources due to differential amplification of the carbon cycle. *Ecology Letters*, 16:10, 1307–1315.
- Berhe, A.A. & M. Kleber (2013). Erosion, deposition, and the persistence of soil organic matter: mechanistic considerations and problems with terminology. *Earth Surface processes and landforms*, 38, 908–912.
- Beven, K.J. & M.J. Kirkby (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Journal*, 24:1, 43–69.
- Biasi, C., O. Rusalimova, H. Meyer, C. Kaiser, W. Wanek, P. Barsukov, H. Junger & A. Richter (2005). Temperature-dependent shift from labile to recalcitrant carbon sources of arctic heterotrophs. *Rapid communications in mass spectrometry*, 19, 1401–1408.
- Billings, W.D. (1973). Arctic and Alpine Vegetations: Similarities, Differences, and Susceptibility to Disturbance. *BioScience*, 23:12, 697–704.
- Bintanja, R. & O. Andry (2017). Towards a rain-dominated Arctic. *Nature Climate Change*, 7, DOI: 10.1038/nclimate3240.
- Bintanja, R. (2018). The impact of Arctic warming on increased rainfall. *Scientific Reports*, 8:1, 6–11.
- Bockheim, J.G. & C. Tarnocai (1998). Recognition of cryoturbation for classifying permafrost-affected soils. *Geoderma*, 81, 281–293.
- Bockheim, J.G. (2007). Importance of Cryoturbation in Redistributing Organic Carbon in Permafrost-Affected Soils. *Soil Science Society of America Journal*, 71:4, 1335–1342.
- Bockheim, J.G., A.N. Gennadiyev, A.E. Hartemink & E.C. Brevik (2014). Soil-forming factors and Soil Taxonomy. *Geoderma*, 226–227, 231–237.
- Bond-Lamberty, B. & A. Thomson (2010). Temperature-associated increases in the global soil respiration record. *Nature*, 464, 579–583.
- Bond-Lamberty, B., V.L. Bailey, M. Chen, C.M. Gough & R. Vargas (2018). Globally rising soil heterotrophic respiration over recent decades. *Nature*, 560, 80–83.
- Brockett, B.F.T., C.E. Prescott & S.J. Grayston (2012). Soil moisture is the major factor influencing microbial community structure and enzyme activities across seven biogeoclimatic zones in western Canada. *Soil Biology and Biochemistry*, 44:1, 9–20.
- de Brogniez, D., C. Ballabio, A. Stevens, R.J.A. Jones, L. Montanarella & B. van Wesemael (2015). A map of the topsoil organic carbon content of Europe generated by a generalized additive model. *European Journal of Soil Science*, 66, 121–134.
- Bronick, C.J. & R. Lal (2005). Soil structure and management: A review. *Geoderma*, 124:1–2, 3–22.
- Brown, J., O.J. Ferrians Jr., J.A. Heginbottom & E.S. Melnikov (1997). Circum-Arctic map of permafrost and ground-ice conditions, 1:10 000 000, Map CP-45. International Permafrost

- Association, United States Geological Survey, Washington D.C. <<https://doi.org/10.3133/cp45>>
- Bååth, E. & T.H. Anderson (2003). Comparison of soil fungal/bacterial ratios in a pH gradient using physiological and PLFA-based techniques. *Soil Biology and Biochemistry*, 35:7, 955–963.
- Böhner, J. & T. Selige (2006). Spatial prediction of soil attributes using terrain analysis and climate regionalization. *Teoksessa: Böhner, J., K.R. McCloy & J. Strobl (toim.): SAGA – Analysis and Modelling Applications*, 115, Göttinger Geographische Abhandlungen.
- Cahoon, S.M.P., P.F. Sullivan, G.R. Shaver, J.M. Welker & E. Post (2012). Interactions among shrub cover and the soil microclimate may determine future Arctic carbon budgets. *Ecology Letters*, 15, 1415–1422.
- Čapek, P., K. Diáková, J.E. Dickopp, J. Bárta, B. Wild, J. Schnecker, R.J.E. Alves, S. Aiglsdorfer, G. Guggenberger, N. Gentsch, G. Hugelius, N. Lashchinsky, A. Gittel, C. Schleper, R. Mikutta, J. Palmtag, O. Shibistova, T. Urich, A. Richter & H. Šantrůčková (2015). The effect of warming on the vulnerability of subducted organic carbon in arctic soils. *Soil Biology and Biochemistry*, 90, 19–29.
- Chadburn, S.E., E.J. Burke, P.M. Cox, P. Friedlingstein, G. Hugelius & S. Westermann (2017). An observation-based constraint on permafrost loss as a function of global warming. *Nature Climate Change*, 7, 340–344.
- Chen, J., Y. Luo, J. Xia, L. Jiang, X. Zhou, M. Lu, J. Liang, Z. Shi, S. Shelton & J. Cao (2015). Stronger warming effects on microbial abundances in colder regions. *Scientific Reports*, 5, 18032, DOI:10.1038/srep18032.
- Cornelissen, J.H.C., P.M. Van Bodegom, R. Aerts, T. V. Callaghan, R.S.P. Van Logtestijn, J. Alatalo, F. Stuart Chapin, R. Gerdol, J. Gudmundsson, D. Gwynn-Jones, A.E. Hartley, D.S. Hik, A. Hofgaard, I.S. Jónsdóttir, S. Karlsson, J.A. Klein, J. Laundre, B. Magnusson, A. Michelsen, U. Molau, V.G. Onipchenko, H.M. Quested, S.M. Sandvik, I.K. Schmidt, G.R. Shaver, B. Solheim, N.A. Soudzilovskaia, A. Stenström, A. Tolvanen, Ø. Totland, N. Wada, J.M. Welker, X. Zhao & M.O.L. Team (2007). Global negative vegetation feedback to climate warming responses of leaf litter decomposition rates in cold biomes. *Ecology Letters*, 10:7, 619–627.
- Crowther, T.W., K.E.O. Todd-Brown, C.W. Rowe, W.R. Wieder, J.C. Carey, M.B. Machmuller, L. Snoek, S. Fang, G. Zhou, S.D. Allison, J.M. Blair, S.D. Bridgham, A.J. Burton, Y. Carrillo, P.B. Reich, J.S. Clark, A.T. Classen, F.A. Dijkstra, B. Elberling, B.A. Emmett, M. Estiarte, S.D. Frey, J. Guo, J. Harte, L. Jiang, B.R. Johnson, G. Kröel-Dulay, K.S. Larsen, H. Laudon, J.M. Lavallee, Y. Luo, M. Lupascu, L.N. Ma, S. Marhan, A. Michelsen, J. Mohan, S. Niu, E. Pendall, J. Penuelas, L. Pfeifer-Meister, C. Poll, S. Reinsch, L.L. Reynolds, I.K. Schmidt, S. Sistla, N.W. Sokol, P.H. Templer, K.K. Tresder, J.M. Welker & M.A. Bradford (2016). Quantifying global soil carbon losses in response to warming. *Nature*, 540, 104–110.
- Dale, M.R.T. & M.J. Fortin (2002). Spatial autocorrelation and statistical tests in ecology. *Ecoscience*, 9:2, 162–167.

- Davidson, E.A. & I.A. Janssens (2006). Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. *Nature*, 440, 165–173.
- Dingman, S. L. (2002). *Physical hydrology*. 2 p. 646 s. Prentice Hall, Upper Saddle River.
- Doetterl, S., A. Stevens, J. Six, R. Merckx, K. Van Oost, M. Casanova Pinto, A. Casanova-Katny, C. Muñoz, M. Boudin, E. Zagal Venegas & P. Boeckx (2015). Soil carbon storage controlled by interactions between geochemistry and climate. *Nature Geoscience*, 8, DOI:10.1038/ngeo2516.
- Doetterl, S., A.A. Berhe, E. Nadeu, Z. Wang, M. Sommer & P. Fiener (2016). Erosion, deposition and soil carbon: A review of process-level controls, experimental tools and models to address C cycling in dynamic landscapes. *Earth-Science Reviews*, 154, 102–122.
- Donner, J. (1995). *The Quaternary History of Scandinavia*. s. 212. Cambridge University Press, New York, USA.
- Dörfer, C., P. Kühn, F. Baumann, J.-S. He & T. Scholten (2013). Soil Organic Carbon Pools and Stocks in Permafrost- Affected Soils on the Tibetan Plateau. *PLoS ONE*, 8:2, 1–9.
- Dormann, C.F., J.M. McPherson, M.B. Araújo, R. Bivand, J. Bolliger, G. Carl, R.G. Davies, A. Hirzel, W. Jetz, W.D. Kissling, I. Kühn, R. Ohlemüller, P.R. Peres-Neto, B. Reineking, B. Schröder, F.M. Schurr & R. Wilson (2007). Methods to account for spatial autocorrelation in the analysis of species distributional data: a review. *Ecography*, 30, 609–628.
- EC (2002). European Commission Decision of 12 August 2002 implementing Council Directive 96/23/EC concerning the performance of analytical methods and the interpretation of results. L221/8. 29 s.
- Ehder, T. (2005). Kemian metrologian opas. Metrologian neuvottelukunta. *J6/2005*. 65 s.
- Elberling, B. (2007). Annual soil CO₂ effluxes in the High Arctic: The role of snow thickness and vegetation type. *Soil Biology and Biochemistry*, 39:2, 646–654.
- Elith, J., J.R. Leathwick & T. Hastie (2008). A working guide to boosted regression trees. *Journal of Animal Ecology*, 77:4, 802–813.
- Epstein, H.E., M.K. Reynolds, D.A. Walker, U.S. Bhatt, C.J. Tucker & J.E. Pinzon (2012). Dynamics of aboveground phytomass of the circumpolar Arctic tundra during the past three decades. *Environmental Research Letters*, 7, 015506, DOI: 10.1088/1748-9326/7/1/015506.
- Erdogan, S. (2009). A comparison of interpolation methods for producing digital elevation models at the field scale. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34:3, 366–376.
- ESRI (2018). *Extract Multi Values to Points*. ArcGIS 10 Desktop Help [Online].
<http://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.3/tools/spatial-analyst-toolbox/extract-multi-values-to-points.htm>
- FAO (2015). IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources 2014, update 2015. *International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps*, 203 s. World Soil Resources Reports No. 106. FAO, Rome.
- Florinsky, I. V., R.G. Eilers, G.R. Manning & L.G. Fuller (2002). Prediction of soil properties by

- digital terrain modelling. *Environmental Modelling and Software*, 17:3, 295–311.
- Fontaine, S., S. Barot, P. Barré, N. Bdioui, B. Mary & C. Rumpel (2007). Stability of organic carbon in deep soil layers controlled by fresh carbon supply. *Nature*, 450, 277–280.
- Fuchs, M., P. Kuhry & G. Hugelius (2015). Low below-ground organic carbon storage in a subarctic Alpine permafrost environment. *The Cryosphere*, 9, 427–438.
- Gentsch, N., R. Mikutta, R.J.E. Alves, J. Barta, P. Čapek, A. Gittel, G. Hugelius, P. Kuhry, N. Lashchinskiy, J. Palmtag, A. Richter, H. Šantrůčková, J. Schnecker, O. Shibistova, T. Urich, B. Wild & G. Guggenberger (2015). Storage and transformation of organic matter fractions in cryoturbated permafrost soils across the Siberian Arctic. *Biogeosciences*, 12:14, 4525–4542.
- Giraudoux, P., J-P. Antonietti, C. Beale, D. Pleydell & M. Treglia (2018). *Package 'pgirmess'. Spatial Analysis and Data Mining for Field Ecologists*. Versio 1.6.9. 64 s.
<https://cran.r-project.org/web/packages/pgirmess/pgirmess.pdf>.
- Goidts, E., B. Van Wesemael & M. Crucifix (2009). Magnitude and sources of uncertainties in soil organic carbon (SOC) stock assessments at various scales. *European Journal of Soil Science*, 60, 723–739.
- Groendahl, L., T. Friborg & H. Soegaard (2007). Temperature and snow-melt controls on interannual variability in carbon exchange in the high Arctic. *Theoretical and Applied Climatology*, 88, 111–125.
- Guisan, A., S.B. Weiss & A.D. Weiss (1999). GLM versus CCA spatial modeling of plant species distribution. *Plant Ecology*, 143, 107–122.
- Guisan, A., T.C. Edwards Jr & T. Hastie (2002). Generalized linear and generalized additive models in studies of species distributions: setting the scene. *Ecological Modelling*, 157:2–3, 89–100.
- Hanson, P.J., N.T. Edwards, C.T. Garten & J.A. Andrews (2000). Separating root and soil microbial contributions to soil respiration: A review of methods and observations. *Biogeochemistry*, 48, 115–146.
- Hartley, I.P. & P. Ineson (2008). Substrate quality and the temperature sensitivity of soil organic matter decomposition. *Soil Biology and Biochemistry*, 40:7, 1567–1574.
- Hartley, I.P., M. Garnett, M. Sommerkorn, D.W. Hopkins, B.J. Fletcher, V.L. Sloan, G.K. Phoenix & P. a. Wookey (2012). A potential loss of carbon associated with greater plant growth in the European Arctic. *Nature Climate Change*, 2:12, 875–879.
- Hashimoto, S., N. Carvalhais, A. Ito, M. Migliavacca, K. Nishina & M. Reichstein (2015). Global spatiotemporal distribution of soil respiration modeled using a global database. *Biogeosciences*, 12, 4121–4132.
- Hastie, T.J. & R.J. Tibshirani (1990). *Generalized Additive Models*. 335 s. Chapman & Hall, London.
- Hawkins, D.M., S.C. Basak & D. Mills (2003). Assessing Model Fit by Cross-Validation. *J. Chem. Inf. Comput. Sci.*, 43, 579–586.
- Hengl, T., J.M. De Jesus, R.A. Macmillan, N.H. Batjes, G.B.M. Heuvelink, E. Ribeiro, A. Samuel-

- rosa, B. Kempen, J.G.B. Leenaars, M.G. Walsh & M.R. Gonzalez (2014). SoilGrids1km — Global Soil Information Based on Automated Mapping. *PLoS ONE*, 9:8.
- Henkner, J., T. Scholten & P. Kühn (2016). Soil organic carbon stocks in permafrost-affected soils in West Greenland. *Geoderma*, 282, 147–159.
- Hernández, D.L. & S.E. Hobbie (2010). The effects of substrate composition, quantity, and diversity on microbial activity. *Plant Soil*, 335, 397–411.
- Herndon, E.M., Z. Yang, J. Bargar, N. Janot, T.Z. Regier, D.E. Graham, S.D. Wullschleger, B. Gu & L. Liang (2015). Geochemical drivers of organic matter decomposition in arctic tundra soils. *Biogeochemistry*, 126:3, 397–414.
- Hicks Pries, C.E., E.A.G. Schuur, J.G. Vogel & S.M. Natali (2013a). Moisture drives surface decomposition in thawing tundra. *Journal of Geophysical research: Biogeosciences*, 118, 1133–1143.
- Hicks Pries, C.E., E.A.G. Schuur & K.G. Crummer (2013b). Thawing permafrost increases old soil and autotrophic respiration in tundra: Partitioning ecosystem respiration using $\delta^{13}\text{C}$ and $\Delta^{14}\text{C}$. *Global Change Biology*, 19:2, 649–661.
- Hobbie, S. E. (1996). Temperature and plant species control over litter decomposition in Alaskan tundra. *Ecological Monographs*, 66, 503–522.
- Hobbie, S.E., J.P. Schimel, S.E. Trumbore & J.R. Randerson (2000). Controls over carbon storage and turnover in high-latitude soils. *Global Change Biology*, 6, 196–210.
- Hobley, E.U., B. Murphy & A. Simmons (2018). Comment on " Soil organic stocks are systematically overestimated by misuse of the parameters bulk density and rock fragment content " by Poeplau et al. (2017). *SOIL*, 4, 169–171.
- Holling, C.S. (1992). Cross-scale morphology, geometry, and dynamics of ecosystems. *Ecological monographs*, 62:4, 447–502.
- Hoosbeek, M.R. & R.B. Bryant (1992). Towards the quantitative modeling of pedogenesis - a review. *Geoderma*, 55, 183–210.
- Horwath Burnham, J. & R.S. Sletten (2010). Spatial distribution of soil organic carbon in northwest Greenland and underestimates of high Arctic carbon stores. *Global Biogeochemical Cycles*, 24, GB3012, DOI: 10.1029/2009GB003660.
- Houghton, R.A. (2007). Balancing the global carbon budget. *Annual Review of Ecology and Planetary Science*, 35, 313–347.
- Hugelius, G. (2012). Spatial upscaling using thematic maps: An analysis of uncertainties in permafrost soil carbon estimates. *Global Biogeochemical Cycles*, 26, GB2026, DOI: 10.1029/2011GB004154.
- Hugelius, G., C. Tarnocai, G. Broll, J.G. Canadell, P. Kuhry & D.K. Swanson (2013a). The northern circumpolar soil carbon database: Spatially distributed datasets of soil coverage and soil carbon storage in the northern permafrost regions. *Earth System Science Data*, 5:1, 3–13.

- Hugelius, G., J.G. Bockheim, P. Camill, B. Elberling, G. Grosse, J.W. Harden, K. Johnson, T. Jorgenson, C.D. Koven, P. Kuhry, G. Michaelson, U. Mishra, J. Palmtag, C.L. Ping, J. O'Donnell, L. Schirrmeister, E.A.G. Schuur, Y. Sheng, L.C. Smith, J. Strauss & Z. Yu (2013b). A new data set for estimating organic carbon storage to 3 m depth in soils of the northern circumpolar permafrost region. *Earth System Science Data*, 5:2, 393–402.
- Hugelius, G., J. Strauss, S. Zubrzycki, J.W. Harden, E.A.G. Schuur, C.L. Ping, L. Schirrmeister, G. Grosse, G.J. Michaelson, C.D. Koven, J.A. O'Donnell, B. Elberling, U. Mishra, P. Camill, Z. Yu, J. Palmtag & P. Kuhry (2014). Estimated stocks of circumpolar permafrost carbon with quantified uncertainty ranges and identified data gaps. *Biogeosciences*, 11, 6573–6593.
- IPCC (2013). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Stocker, T.F., D. Qin, G.K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex & P.M. Midgley (toim.), 1535 s. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom ja New York, USA.
- ISO 10390 (1994). Soil Quality – Determination of pH. 5 s.
- Iversen, C.M., V.L. Sloan, P.F. Sullivan, E.S. Euskirchen, A.D. McGuire, R.J. Norby, A.P. Walker, J.M. Warren & S.D. Wullschlegel (2015). The unseen iceberg: Plant roots in arctic tundra. *New Phytologist*, 205:1, 34–58.
- Jackson, R.B., K. Lajtha, S.E. Crow, G. Hugelius, M.G. Kramer & G. Piñeiro (2017). The Ecology of Soil Carbon: Pools, Vulnerabilities, and Biotic and Abiotic Controls. *Annual Review of Ecology, Evolution and Systematics*, 48, 419–445.
- Jenny, H. (1941). *Factors of Soil Formation: A System of Quantitative Pedology*. Dover Publications, Inc, New York. 281 s.
- Jobbagy, E. & R. Jackson (2000). The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation. *Ecological Applications*, 10:2, 423–436.
- Johansson, M., J. Åkerman, F. Keuper, T.R. Christensen, H. Lantuit & T. V. Callaghan (2011). Past and present permafrost temperatures in the Abisko area: Redrilling of boreholes. *Ambio*, 40, 558–565.
- Johnson, K.D., J. Harden, A.D. McGuire, N.B. Bliss, J.G. Bockheim, M. Clark, T. Nettleton-Hollingsworth, M.T. Jorgenson, E.S. Kane, M. Mack, J. O'Donnell, C.L. Ping, E.A.G. Schuur, M.R. Turetsky & D.W. Valentine (2011). Soil carbon distribution in Alaska in relation to soil-forming factors. *Geoderma*, 167–168, 71–84.
- Jones, A., V. Stolbovoy, C. Tarnocai, G. Broll, O. Spaargaren & L. Montanarella (2009). *Soil Atlas of the Northern Circumpolar Region*. 142 s. European Commission, Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg.
- Jones, M.H., J.T. Fahnestock & J.M. Welker (1999). Early and Late Winter CO₂ Efflux from Arctic Tundra in the Kuparuk River Watershed, Alaska, U.S.A. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*,

- 31:2, 187–190.
- Jorgenson, M.T., V. Romanovsky, J. Harden, Y. Shur, J. O'Donnell, E.A.G. Schuur, M. Kanevskiy & S. Marchenko (2010). Resilience and vulnerability of permafrost to climate change. *Canadian Journal of Forest Research*, 40:7, 1219–1236.
- Jurgensen, M.F., D.S. Page-Dumroese, R.E. Brown, J.M. Tirocke, C.A. Miller, J.B. Pickens & M. Wang (2017). Estimating Carbon and Nitrogen Pools in a Forest Soil: Influence of Soil Bulk Density Methods and Rock Content. *Soil Science Society of America Journal*, 81, 1689–1696.
- Kalbitz, K., S. Solinger, J. Park, B. Michalzik & E. Matzner (2000). Controls on the dynamics of dissolved organic matter in soils: A review. *Soil Science*, 165:4, 277–304.
- Kartverket (2015). Kartkatalogen. <<https://kartkatalog.geonorge.no/search>>.
- Kemppinen, J., P. Niittynen, H.K. Riihimäki & M. Luoto (2017). Modelling soil moisture in a high-latitude landscape using LiDAR and soil data. *Earth surface processes and landforms*, DOI: 10.1002/esp.4301.
- Kirkels, F.M.S.A., L.H. Cammeraat & N.J. Kuhn (2014). The fate of soil organic carbon upon erosion, transport and deposition in agricultural landscapes — A review of different concepts. *Geomorphology*, 226, 94–105.
- Köchy, M., R. Hiederer & A. Freibauer (2015). Global distribution of soil organic carbon – Part 1: Masses and frequency distributions of SOC stocks for the tropics, permafrost regions, wetlands, and the world. *Soil*, 1:1, 351–365.
- Kotas, P., H. Šantrůčková, J. Elster & E. Kaštovská (2018). Soil microbial biomass, activity and community composition along altitudinal gradients in the High Arctic (Billefjorden, Svalbard). *Biogeosciences*, 15, 1879–1894.
- Koven, C. D., G. Hugelius, D. M. Lawrence & W. R. Wieder (2017). Higher climatological temperature sensitivity of soil carbon in cold than warm climates. *Nature Climate Change*, 7, 817–822.
- Kuhry, P., G.G. Mazhitova, P.-A. Forest, S. V. Deneva, T. Virtanen & S. Kultti (2002). Upscaling soil organic carbon estimates for the Usa Basin (Northeast European Russia) using GIS-based landcover and soil classification schemes. *Geografisk Tidsskrift-Danish Journal of Geography*, 102:1, 11–25.
- Lane, P.W. (2002). Generalized linear models in soil science. *European Journal of Soil Science*, 53, 241–251.
- Lawlor, D. W. (2001). *Photosynthesis*. 3p. s. 386. BIOS, Oxford, UK.
- Liljedahl, A.K., J. Boike, R.P. Daanen, A.N. Fedorov, G. V. Frost, G. Grosse, L.D. Hinzman, Y. Iijma, J.C. Jorgenson, N. Matveyeva, M. Necsoiu, M.K. Reynolds, V.E. Romanovsky, J. Schulla, K.D. Tape, D.A. Walker, C.J. Wilson, H. Yabuki & D. Zona (2016). Pan-Arctic ice-wedge degradation in warming permafrost and its influence on tundra hydrology. *Nature Geoscience*, 9:4, 312–318.

- Litaor, M.I., M. Williams & T.R. Seastedt (2008). Topographic controls on snow distribution, soil moisture, and species diversity of herbaceous alpine vegetation, Niwot Ridge, Colorado. *Journal of Geophysical Research*, 113, G02008, DOI:10.1029/2007JG000419.
- Lundin, E.J., J. Klaminder, R. Giesler, A. Persson, D. Olefeldt, M. Heliasz, T.R. Christensen & J. Karlsson (2016). Is the subarctic landscape still a carbon sink? Evidence from a detailed catchment balance. *Geophysical Research Letters*, 43, 1988–1995.
- Luo, Y., B. Su, W.S. Currie, J.S. Duke, A. Finzi, U. Hartwig, B. Huntage, R.E. McMurtrie, R. Oren, W.J. Parton, D.E. Pataki, M.R. Shaw, D.R. Zak & C.B. Field (2004). Progressive Nitrogen Limitation of Ecosystem Responses to Rising Atmospheric Carbon Dioxide. *BioScience*, 54:8, 731–739.
- Luo, Y., A. Ahlström, S.D. Allison, N. Batjes, V. Brovkin, N. Carvalhais, A. Chappell, P. Ciais, E.A. Davidson, A. Finzi, K. Georgiou, B. Guenet, O. Hararuk, J.W. Harden, Y. He, F. Hopkins, L. Jiang, C. Koven, B. Jackson, C.D. Jones, M.J. Lara, J. Liang, A.D. McGuire, W. Parton, C. Peng, J.T. Randerson, A. Salazar, C.A. Sierra, M.J. Smith, H. Tian, K.E.O. Todd-Brown, M. Torn, K.J. van Groenigen, Y.P. Wang, T.O. West, Y. Wei, W.R. Wieder, J. Xia, X. Xu, X. Xu & T. Zhou (2016). Toward more realistic projections of soil carbon dynamics by Earth system models. *Global Biogeochemical Cycles*, 30, 40–56.
- Lupachev, A., E. Abakumov & S. Gubin (2017). The Influence of Cryogenic Mass Exchange on the Composition and Stabilization Rate of Soil Organic Matter in Cryosols of the Kolyma Lowland (North Yakutia, Russia). *Geosciences*, 7:24, DOI: 10.3390/geosciences7020024.
- Lupascu, M., C.I. Czimczik, M.C. Welker, L.A. Ziolkowski, E.J. Cooper & J.M. Welker (2018). Winter Ecosystem Respiration and Sources of CO₂ From the High Arctic Tundra of Svalbard: Response to a Deeper Snow Experiment. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 123:8, 2627–2642.
- Manzoni, S., J.P. Schimel & A. Porporato (2012). Responses of soil microbial communities to water stress: Results from a meta-analysis. *Ecology*, 93:4, 930–938.
- McCune, B. & D. Keon (2002). Equations for potential annual direct incident radiation and heat load. *Journal of Vegetation Science*, 13:4, 603–606.
- McGuire, A.D., J.S. Clein, J.M. Melillo, D.W. Kicklighter, R.A. Meier, C.J. Vorosmarty & M.C. Serreze (2000a). Modelling carbon responses of tundra ecosystems to historical and projected climate : sensitivity of pan-Arctic carbon storage to temporal and spatial variation in climate. *Global*, 6, 141–159.
- McGuire, A.D., J.M. Melillo, J.T. Randerson, W.J. Parton, M. Heimann, R.A. Meier, J.S. Clein, D.W. Kicklighter & W. Sauf (2000b). Modeling the effects of snowpack on heterotrophic respiration across northern temperate and highlatitude regions: Comparison with measurements of atmospheric carbon dioxide in high latitudes. *Biogeochemistry*, 48, 91–114.
- McGuire, A.D., L.G. Anderson, T.R. Christenson, S. Dallimore, L. Guo, D.J. Hayes, M. Heinmann,

- T.D. Lorenson, R.W. Macdonald & N. Roulet (2009). Sensitivity of the carbon cycle in the Arctic to climate change. *Ecological Monographs*, 79:4, 523–555.
- Milne G. (1936). Normal Erosion as a Factor in Soil Profile Development. *Nature*, 138, 548–549.
- Mishra, U., J.D. Jastrow, R. Matamala, G. Hugelius, C.D. Koven, J.W. Harden, C.L. Ping, G.J. Michaelson, Z. Fan, R.M. Miller, a D. McGuire, C. Tarnocai, P. Kuhry, W.J. Riley, K. Schaefer, E. a G. Schuur, M.T. Jorgenson & L.D. Hinzman (2013). Empirical estimates to reduce modeling uncertainties of soil organic carbon in permafrost regions: a review of recent progress and remaining challenges. *Environmental Research Letters*, 8:3, 1–9.
- Mishra, U. & W.J. Riley (2015). Scaling impacts on environmental controls and spatial heterogeneity of soil organic carbon stocks. *Biogeosciences*, 12, 3993–4004.
- Mishra, U., B. Drewniak, J.D. Jastrow, R.M. Matamala & U.W.A. Vitharana (2017). Spatial representation of organic carbon and active-layer thickness of high latitude soils in CMIP5 earth system models. *Geoderma*, 300, 55–63.
- Moyano, F.E., S. Manzoni & C. Chenu (2013). Responses of soil heterotrophic respiration to moisture availability: An exploration of processes and models. *Soil Biology and Biochemistry*, 59, 72–85.
- Munsell Color Company (2000). Munsell Soil Color Charts.
- Myers-Smith, I.H., B.C. Forbes, M. Wilmsking, M. Hallinger, T. Lantz, D. Blok, K.D. Tape, M. MacIsaac-Fauria, U. Sass-Klaassen, E. Lévesque, S. Boudreau, P. Ropars, L. Hermanutz, A. Trant, L.S. Collier, S. Weijers, J. Rozema, S.A. Rayback, N.M. Schmidt, G. Schaepman-Strub, S. Wipf, C. Rixen, C.B. Ménard, S. Venn, S. Goetz, L. Andreu-Hayles, S. Elmendorf, V. Ravolainen, J. Welker, P. Grogan, H.E. Epstein & D.S. Hik (2011). Shrub expansion in tundra ecosystems: Dynamics, impacts and research priorities. *Environmental Research Letters*, 6, DOI: 10.1088/1748-9326/6/4/045509.
- Natali, S.M., E.A.G. Schuur, M. Mauritz, J.D. Schade, G. Celis, K.G. Crummer, C. Johnston, J. Krapek, E. Pegoraro, V.G. Salmon & E.E. Webb (2015). Permafrost thaw and soil moisture driving CO₂ and CH₄ release from upland tundra. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 120, 525–537.
- Newsham, K.K., R. Upson & D.J. Read (2009). Mycorrhizas and dark septate root endophytes in polar regions. *Fungal Ecology*, 2:1, 10–20.
- NGU (2018). Berggrunn N250. Norges geologiske undersøkelse. <<http://www.ngu.no/emne/datasett-og-nedlasting>> 6.8.2018.
- Niittynen, P. & M. Luoto (2017). The importance of snow in species distribution models of arctic vegetation. *Ecography*, 40, 1–13.
- Niittynen, P., R.K. Heikkinen & M. Luoto (2018). Snow cover is a neglected driver of Arctic biodiversity loss. *Nature Climate Change*, 8:11, 997–1001.
- Nilsson, C., L.E. Polvi & L. Lind (2015). Extreme events in streams and rivers in arctic and subarctic regions in an uncertain future. *Freshwater Biology*, 60:12, 2535–2546.

- O'Donnell, J.A., V.E. Romanovsky, J.W. Harden & A.D. McGuire (2009). The effect of moisture content on the thermal conductivity of moss and organic soil horizons from black spruce ecosystems in interior Alaska. *Soil Science*, 174:12, 646–651.
- O'rourke, M.S., D.A. Angers, N.M. Holden & A.B. McBratney (2015). Soil organic carbon across scales. *Global Change Biology*, 3561–3574, DOI: 10.1111/gcb.12959.
- Oades, J.M. (1988). The retention of organic matter in soils. *Biogeochemistry*, 5:1, 35–70.
- Oechel, W.C., G. Vourlitis & S.J. Hastings (1997). Cold season CO₂ emission from arctic soils. *Global Biogeochemical Cycles*, 11:2, 163–172.
- Olsson, M.T., M. Erlandsson, L. Lundin, T. Nilsson, Å. Nilsson & J. Stendahl (2009). Organic carbon stocks in swedish podzol soils in relation to soil hydrology and other site characteristics. *Silva Fennica*, 43:2, 209–222.
- Orwin, K.H., M.U.F. Kirschbaum, M.G. St John & I.A. Dickie (2011). Organic nutrient uptake by mycorrhizal fungi enhances ecosystem carbon storage: a model-based assessment. *Ecology Letters*, 14:5, 493–502.
- Owens, H.L., L.P. Campbell, L.L. Dornak, E.E. Saupe, N. Barve, J. Soberón, K. Ingenloff, A. Lira-Noriega, C.M. Hensz, C.E. Myers & A.T. Peterson (2013). Constraints on interpretation of ecological niche models by limited environmental ranges on calibration areas. *Ecological Modelling*, 263, 10–18.
- Palmtag, J., G. Hugelius, N. Lashchinskiy, M.P. Tamstorf, A. Richter, B. Elberling & P. Kuhry (2015). Storage, Landscape Distribution, and Burial History of Soil Organic Matter in Contrasting Areas of Continuous Permafrost. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 47:1, 71–88.
- Palmtag, J., J. Ramage, G. Hugelius, N. Gentsch, N. Lashchinskiy, A. Richter & P. Kuhry (2016). Controls on the storage of organic carbon in permafrost soil in northern Siberia. *European Journal of Soil Science*, 67:4, 478–491.
- Palmtag, J. & P. Kuhry (2018). Grain size controls on cryoturbation and soil organic carbon density in permafrost-affected soils. *Permafrost and Periglacial Processes*, 29, 112–120.
- Panikov, N.S., P.W. Flanagan, W.C. Oechel, M.A. Mastepanov & T.R. Christensen (2006). Microbial activity in soils frozen to below -39 °C. *Soil Biology and Biochemistry*, 38:4, 785–794.
- Parker, T.C., J.-A. Subke & P.A. Wookey (2015). Rapid carbon turnover beneath shrub and tree vegetation is associated with low soil carbon stocks at a subarctic treeline. *Global Change Biology*, 21, 2070–2081.
- Pearson, R.G., S.J. Phillips, M.M. Loranty, P.S.A. Beck, T. Damoulas, S.J. Knight & S.J. Goetz (2013). Shifts in Arctic vegetation and associated feedbacks under climate change. *Nature Climate Change*, 3:7, 673–677.
- Pike, R. (2002). A Bibliography of Terrain Modeling (Geomorphometry), the Quantitative Representation of Topography - Supplement 4.0. 158 s. USGS.

- Ping, C.-L., G.J. Michaelson, M.T. Jorgenson, J.M. Kimble, H. Epstein, V.E. Romanovsky & D.A. Walker (2008). High stocks of soil organic carbon in the North American Arctic region. *Nature Geoscience*, 1:9, 615–619.
- Ping, C.L., J.D. Jastrow, M.T. Jorgenson, G.J. Michaelson & Y.L. Shur (2015). Permafrost soils and carbon cycling. *SOIL*, 1:1, 147–171.
- Poeplau, C., C. Vos & A. Don (2017). Soil organic carbon stocks are systematically overestimated by misuse of the parameters bulk density and rock fragment content. *SOIL*, 3, 61–66.
- Post, W.M., W.R. Emanuel, P.J. Zinke & A.G. Stangenberger (1982). Soil carbon pools and world life zones. *Nature*, 298, 156–159.
- Post, E., M.C. Forchhammer, M. Sydonia Bret-Harte, T. V Callaghan, T.R. Christensen, B. Elberling, A.D. Fox, O. Gilg, D.S. Hik, T.T. Høye, R.A. Ims, E. Jeppesen, D.R. Klein, J. Madsen, A. David McGuire, S. Rysgaard, D.E. Schindler, I. Stirling, M.P. Tamstorf, N.J. Tyler, R. van der Wal, J. Welker, P.A. Wookey, N. Martin Schmidt & P. Aastrup (2009). Ecological Dynamics Across the Arctic Associated with Recent Climate Change. *Science*, 325, 1355–1358.
- Quéré, C. Le, R.M. Andrew, P. Friedlingstein, S. Sitch, J. Hauck, ... B. Zheng (2018). Global Carbon Budget 2018. *Earth System Science Data*, 10, 2141–2194.
- Raich, J.W. & A. Tufekcioglu (2000). Vegetation and soil respiration: Correlations and controls. *Biogeochemistry*, 48, 71–90.
- R Core Team (2018). R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. <<http://www.R-project.org/>>
- Reichstein, M. & C. Beer (2008). Soil respiration across scales: The importance of a model – data integration framework for data interpretation. *J. Plant Nutr. Soil Sci.*, 171, 344–354.
- Revelle, W. (2019). Package 'psych'. *Procedures for Psychological, Psychometric and Personality Research*. Versio 1.1.12. 39 s. <<https://cran.r-project.org/web/packages/gbm/gbm.pdf>>.
- Ridgeway, G., D. Edwards, B. Kriegl, S. Schroedl & H. Southworth (2018). Package 'gbm'. *Generalized Boosted Regression Models*. Versio 2.1.4. 464 s. <<https://cran.r-project.org/web/packages/psych/psych.pdf>>
- Riihimäki, H., J. Heiskanen & M. Luoto (2017). The effect of topography on arctic-alpine aboveground biomass and NDVI patterns. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 56, 44–53.
- le Roux, P.C., J. Aalto & M. Luoto (2013). Soil moisture's underestimated role in climate change impact modelling in low-energy systems. *Global Change Biology*, 19:10, 2965–2975.
- Ryan, M.G. & B.E. Law (2005). Interpreting, measuring, and modeling soil respiration. *Biogeochemistry*, 73, 3–27.
- Ryvarden, L. (1969). The vascular plants of the Rastigaissa area (Finnmark, Northern Norway). *Acta Borealia*, 26, 1-56.
- Sannel, A.B.K. & P. Kuhry (2011). Warming-induced destabilization of peat plateau/thermokarst lake

- complexes. *Journal of Geophysical Research*, 116:, G03035, DOI: 10.1029/2010JG001635.
- Scharlemann, J.P., E.V.J. Tanner, R. Hiederer & V. Kapos (2014). Global soil carbon: understanding and managing the largest terrestrial carbon pool. *Carbon Management*, 5:1, 81–91.
- Schimel, D.S., B.H. Braswell, E.A. Holland, R. McKeown, D.S. Ojima, T.H. Painter, W.J. Parton & A.R. Townsend (1994). Climatic, edaphic, and biotic controls over storage and turnover of carbon in soils. *Global Biogeochemical Cycles*, 8:3, 279–293.
- Schimel, D.S. (1995). Terrestrial ecosystems and the carbon-cycle. *Global Change Biology*, 1, 77–91.
- Schlesinger, W.H. (1977). Carbon balance in terrestrial detritus. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 8, 51–81.
- Schoeneberger, P.J., D.A. Wysocki, E.C. Benham & Soil Survey Staff (2012). *Field book for describing and sampling soils*. Versio 3.0., 288 s. Natural Resources Conservation Service, National Soil Survey Center, Lincoln, NE.
- Schuur, E.A., J. Bockheim, J.G. Canadell, E. Euskirchen, C.B. Field, S. V. Goryachkin, S. Hagemann, P. Kuhry, P. Lafleur, H. Lee, G. Mazhitova, F.E. Nelson, A. Rinke, V.E. Romanovsky, A.I. Shiklomanov, C. Tarnocai, S. Venevsky, V. J.G. & S.A. Zimov (2008). Vulnerability of permafrost carbon to climate change: Implications for the global carbon cycle. *BioScience*, 58:8, 701–714.
- Schuur, E.A.G., A.D. McGuire, C. Schädel, G. Grosse, J.W. Harden, D.J. Hayes, G. Hugelius, C.D. Koven, P. Kuhry, D.M. Lawrence, S.M. Natali, D. Olefeldt, V.E. Romanovsky, K. Schaefer, M.R. Turetsky, C.C. Treat & J.E. Vonk (2015). Climate change and the permafrost carbon feedback. *Nature*, 520:9, 171–179.
- Segal, A.D. & P.F. Sullivan (2014). Identifying the sources and uncertainties of ecosystem respiration in Arctic tussock tundra. *Biogeochemistry*, 121:3, 489–503.
- Seibert, J., J. Stendahl & R. Sørensen (2007). Topographical influences on soil properties in boreal forests. *Geoderma*, 141:1–2, 139–148.
- Seneviratne, S.I., T. Corti, E.L. Davin, M. Hirschi, E.B. Jaeger, I. Lehner, B. Orlowsky & A.J. Teuling (2010). Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Science Reviews*, 99, 125–161.
- Serreze, M.C., J.E. Walsh, F.S.I. Chapin, T. Osterkamp, M. Dyurgerov, V. Romanovsky, W.C. Oechel, J. Morison, T. Zhang & R.G. Barry (2000). Observational evidence of recent change in the northern high- latitude environment. *Climatic Change*, 46:1–2, 159–207.
- SFS 3008 (1990). Veden, lietteen ja sedimentin kuiva-aineen ja hehkutusjäännöksen määrittäminen. 2 p. 3 s.
- Shahbaz, M., Y. Kuzyakov & F. Heitkamp (2017). Decrease of soil organic matter stabilization with increasing inputs: Mechanisms and controls. *Geoderma*, 304, 76–82.
- Shaver, G. R., W. D. Billings, F. S. Chapin III, A. E. Giblin, K. J. Nadelhoffer, W. C. Oechel & E. B. Rastetter (1992). Global Change and the Carbon Balance of Arctic Ecosystems. *BioScience*, 42, 433–441.

- Shaver, G.R., A.E. Giblin, K.J. Nadelhoffer & E.B. Rastetter (1997). Plant functional types and ecosystem change in arctic tundras. *Teoksessa* Smith T.M., H.H. Shugart & F.I. Woodward (toim.): *Plant Functional Types: Their Relevance to Ecosystem Properties and Global Change*, 153–173. Cambridge University Press, Cambridge.
- Shaver, G.R., A.E. Giblin, K.J. Nadelhoffer, K.K. Thieler, M.R. Downs, J.A. Laundre & E.B. Rastetter (2006). Carbon turnover in Alaskan tundra soils: effects of organic matter quality, temperature, moisture and fertilizer. *Journal of Ecology*, 94:4, 740–753.
- Shelef, E., J.C. Rowland, C.J. Wilson, G.E. Hilley, U. Mishra, G.L. Altmann & C.L. Ping (2017). Large uncertainty in permafrost carbon stocks due to hillslope soil deposits. *Geophysical Research Letters*, 44, 6134–6144.
- Siewert, M.B. (2018). High-resolution digital mapping of soil organic carbon in permafrost terrain using machine learning: a case study in a sub-Arctic peatland environment. *Biogeosciences*, 15, 1663–1682.
- Sommerkorn, M. (2008). Micro-topographic patterns unravel controls of soil water and temperature on soil respiration in three Siberian tundra systems. *Soil Biology & Biochemistry*, 40, 1792–1802.
- Strawn, D. G., H.L. Bohn & G.A. O'Connor (2015). *Soil chemistry*. 4 p. 375 s. Wiley-Blackwell, Chichester.
- Sullivan, P.F., M. Sommerkorn, H.M. Rueth, K.J. Nadelhoffer, G.R. Shaver & J.M. Welker (2007). Climate and species affect fine root production with long-term fertilization in acidic tussock tundra near Toolik Lake, Alaska. *Oecologia*, 153:3, 643–652.
- Sullivan, P.F. (2010). Snow distribution, soil temperature and late winter CO₂ efflux from soils near the Arctic treeline in northwest Alaska. *Biogeochemistry*, 99:1, 65–77.
- Talbot, J.M., S.D. Allison & K.K. Treseder (2008). Decomposers in disguise: Mycorrhizal fungi as regulators of soil C dynamics in ecosystems under global change. *Functional Ecology*, 22:6, 955–963.
- Tarnocai, C., J.G. Canadell, E.A.G. Schuur, P. Kuhry, G. Mazhitova & S. Zimov (2009). Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region. *Global Biogeochemical Cycles*, 23:2, 1–11.
- Taylor, R. V. & T.R. Seastedt (1994). Short- and Long-Term Patterns of Soil Moisture in Alpine Tundra. *Arctic and Alpine Research*, 26:1, 14–20.
- Tian, H., C. Lu, J. Yang, K. Banger, D.N. Huntzinger, C.R. Schwalm, A.M. Michalak, R. Cook, P. Ciais, D. Hayes, M. Huang, A. Ito, A.K. Jain, H. Lei, J. Mao, S. Pan, W.M. Post, S. Peng, B. Poulter, W. Ren, D. Ricciuto, K. Schaefer, X. Shi, B. Tao, W. Wang, Y. Wei, Q. Yang, B. Zhang & N. Zeng (2015). Global patterns and controls of soil organic carbon dynamics as simulated by multiple terrestrial biosphere models: Current status and future directions. *Global Biogeochemical Cycles*, 29, 775–792.
- Tisdall, J.M. & J.M. Oades (1982). Organic matter and water-stable aggregates in soils. *Journal of Soil*

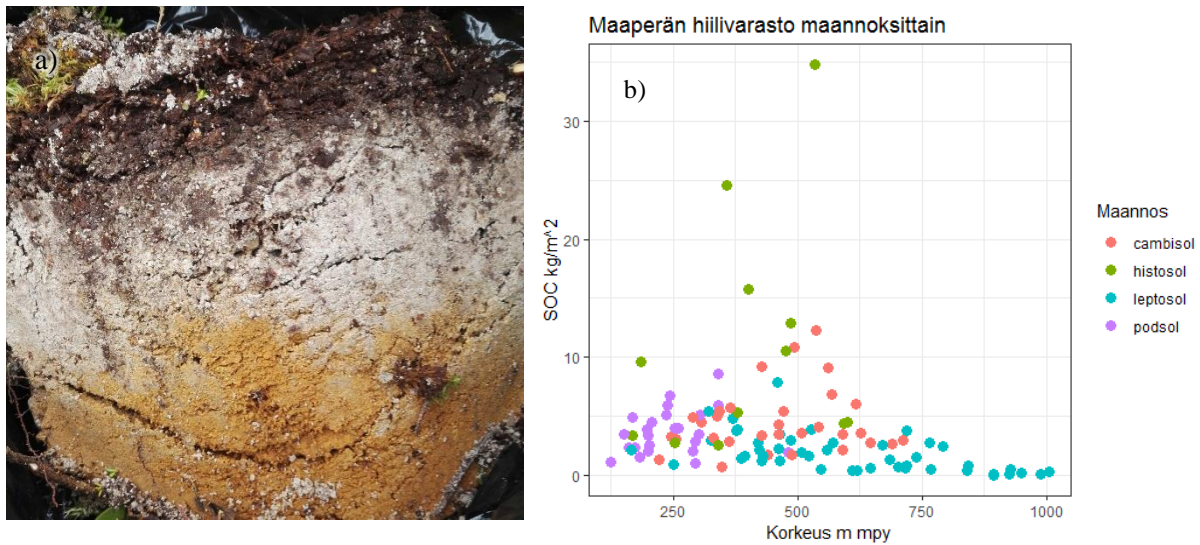
Science, 33, 141–163.

- Tisdall, J.M. (1996). Formation of soil aggregates and accumulation of soil organic matter. *Teoksessa: Carter, M.R. & B.A. Stewart (toim.): Structure and Organic Matter Storage in Agricultural Soils*, 57-96. CRC Press, Boca Raton, FL.
- Todd-Brown, K.E.O., J.T. Randerson, W.M. Post, F.M. Hoffman, C. Tarnocai, E.A.G. Schuur & S.D. Allison (2013). Causes of variation in soil carbon simulations from CMIP5 Earth system models and comparison with observations. *Biogeosciences*, 10:3, 1717–1736.
- Tóth, G., A. Jones & L. Montanarella (2013). *LUCAS Topsoil Survey. Methodology, data and results*. 141 s. European Commission, Joint Research Centre, Institute for Environment and Sustainability, Luxembourg. DOI:10.2788/97922
- Treat, C.C., W.M. Wollheim, R.K. Varner, A.S. Grandy, J. Talbot & S. Frolking (2014). Temperature and peat type control CO₂ and CH₄ production in Alaskan permafrost peats. *Global Change Biology*, 20:8, 2674–2686.
- Trumbore, S. (2006). Carbon respired by terrestrial ecosystems – recent progress and challenges. *Global Change Biology*, 12, 141–153.
- USGS (2017). *Landsat surface reflectance-derived spectral indices*. Product guide. Versio 3.6. Department of the Interior U.S. Geological Survey.
- Veronesi, F. & C. Schillaci (2019). Comparison between geostatistical and machine learning models as predictors of topsoil organic carbon with a focus on local uncertainty estimation. *Ecological Indicators*, 101, 1032–1044.
- Virkkala, A.-M., T. Virtanen, A. Lehtonen, J. Rinne & M. Luoto (2017). The current state of CO₂ flux chamber studies in the Arctic tundra: a review. *Progress in Physical Geography*, 42:2, 162–184.
- Viro, P. (1952). Kivisyyden määrittämisestä. Summary: On the determination of stoniness. *Communicationes Instituti Forestalis Fenniae*, 40, 23.
- Virtanen, T. & M. Ek (2014). The fragmented nature of tundra landscape. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 27, 4–12.
- Vitharana, U.W.A., U. Mishra, J.D. Jastrow, R. Matamala & Z. Fan (2017). Observational needs for estimating Alaskan soil carbon stocks under current and future climate. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 122, 415–429.
- Wang, X., L. Liu, S. Piao, I.A. Janssens, J. Tang, W. Liu, Y. Chi, J. Wang & S. Xu (2014). Soil respiration under climate warming: Differential response of heterotrophic and autotrophic respiration. *Global Change Biology*, 20:10, 3229–3237.
- Wang, X., K. Yoo, A.A. Wackett, J. Gutknecht, R. Amundson & A. Heimsath (2018). Soil organic carbon and mineral interactions on climatically different hillslopes. *Geoderma*, 322, 71–80.
- Webb, E.E., E.A.G. Schuur, S.M. Natali, K.L. Oken, R. Bracho, J.P. Krapek, D. Risk & N.R. Nickerson (2016). Increased wintertime CO₂ loss as a result of sustained tundra warming. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 121, 249–265.

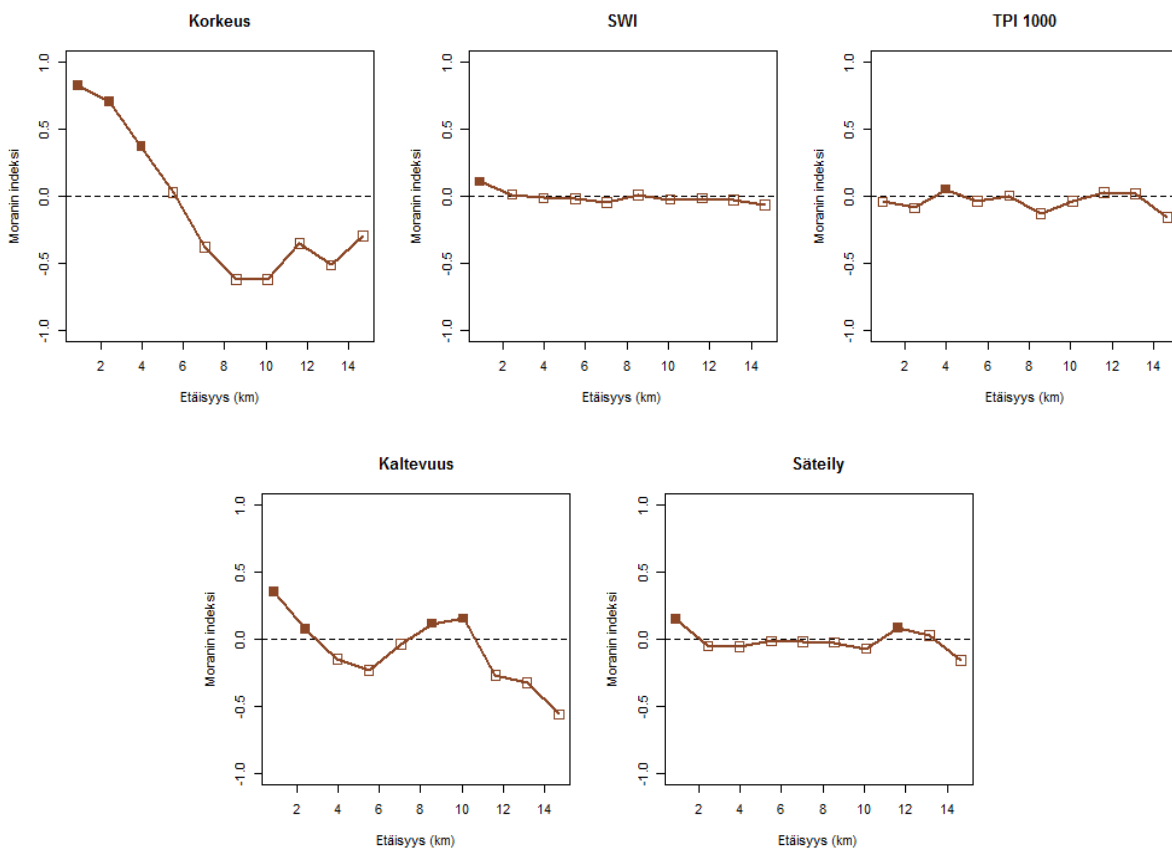
- Wechsler, S.P. (2007). Uncertainties associated with digital elevation models for hydrologic applications: a review. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11, 1481–1500.
- Weiss, A. (2001). Topographic Position and Landforms Analysis. Poster presentation, ESRI Users Conference, San Diego, CA.
- Weiss, N., S. Faucherre, N. Lampiris & R. Wojcik (2017). Elevation-based upscaling of organic carbon stocks in High-Arctic permafrost terrain: a storage and distribution assessment for Spitsbergen, Svalbard. *Polar Research*, 36:1, 1400363, DOI: 10.1080/17518369.2017.1400363.
- Were, K., D.T. Bui, Ø.B. Dick & B.R. Singh (2015). A comparative assessment of support vector regression, artificial neural networks, and random forests for predicting and mapping soil organic carbon stocks across an Afromontane landscape. *Ecological Indicators*, 52, 394–403.
- Whittinghill, K.A. & S.E. Hobbie (2012). Effects of pH and calcium on soil organic matter dynamics in Alaskan tundra. *Biogeochemistry*, 111, 569–581.
- Wilson, D.J., A.W. Western & R.B. Grayson (2004). Identifying and quantifying sources of variability in temporal and spatial soil moisture observations. *Water Resources Research*, 40, 2, W02507, DOI:10.1029/2003WR002306.
- Wood, S.N., Y. Goude & S. Shaw (2015). Generalized additive models for large data sets. *Journal of the Royal Statistical Society. Series C: Applied Statistics*, 64:1, 139–155.
- Wood, S. (2018). Package 'mgcv'. *Mixed GAM Computation Vehicle with Automatic Smoothness Estimation*. Versio 1.8-26. 297 s. <<https://cran.r-project.org/web/packages/mgcv/mgcv.pdf>>.
- Wu, X., H. Fang, Y. Zhao, J.M. Smoak, W. Li, W. Shi, Y. Sheng, L. Zhao & Y. Ding (2017). A conceptual model of the controlling factors of soil organic carbon and nitrogen densities in a permafrost-affected region on the eastern Qinghai-Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 122, 1705–1717.
- Xu, M. & H. Shang (2016). Contribution of soil respiration to the global carbon equation. *Journal of Plant Physiology*, 203, 16–28.
- Yadav, V. & G. Malanson (2007). Progress in soil organic matter research: litter decomposition, modelling, monitoring and sequestration. *Progress in Physical Geography*, 31:2, 131–154.
- Yee, T.W. & N.D. Mitchell (1991). Generalized additive models in plant ecology. *Journal of Vegetation Science*, 2:5, 587–602.
- Zeraatpisheh, M., S. Ayoubi, A. Jafari, S. Tajik & P. Finke (2018). Digital mapping of soil properties using multiple machine learning in a semi-arid region, central Iran. *Geoderma*, DOI: 10.1016/j.geoderma.2018.09.006.
- Zhu, Q. & Q. Zhuang (2013). Modeling the effects of organic nitrogen uptake by plants on the carbon cycling of boreal forest and tundra ecosystems. *Biogeosciences*, 10, 7943–7955.
- Zimov, S.A., S.P. Davydov, G.M. Zimova, A.I. Davydova, E.A.G. Schuur, K. Dutta & I.S. Chapin (2006). Permafrost carbon: Stock and decomposability of a globally significant carbon pool. *Geophysical Research Letters*, 33:20, 1–5.

LIITTEET

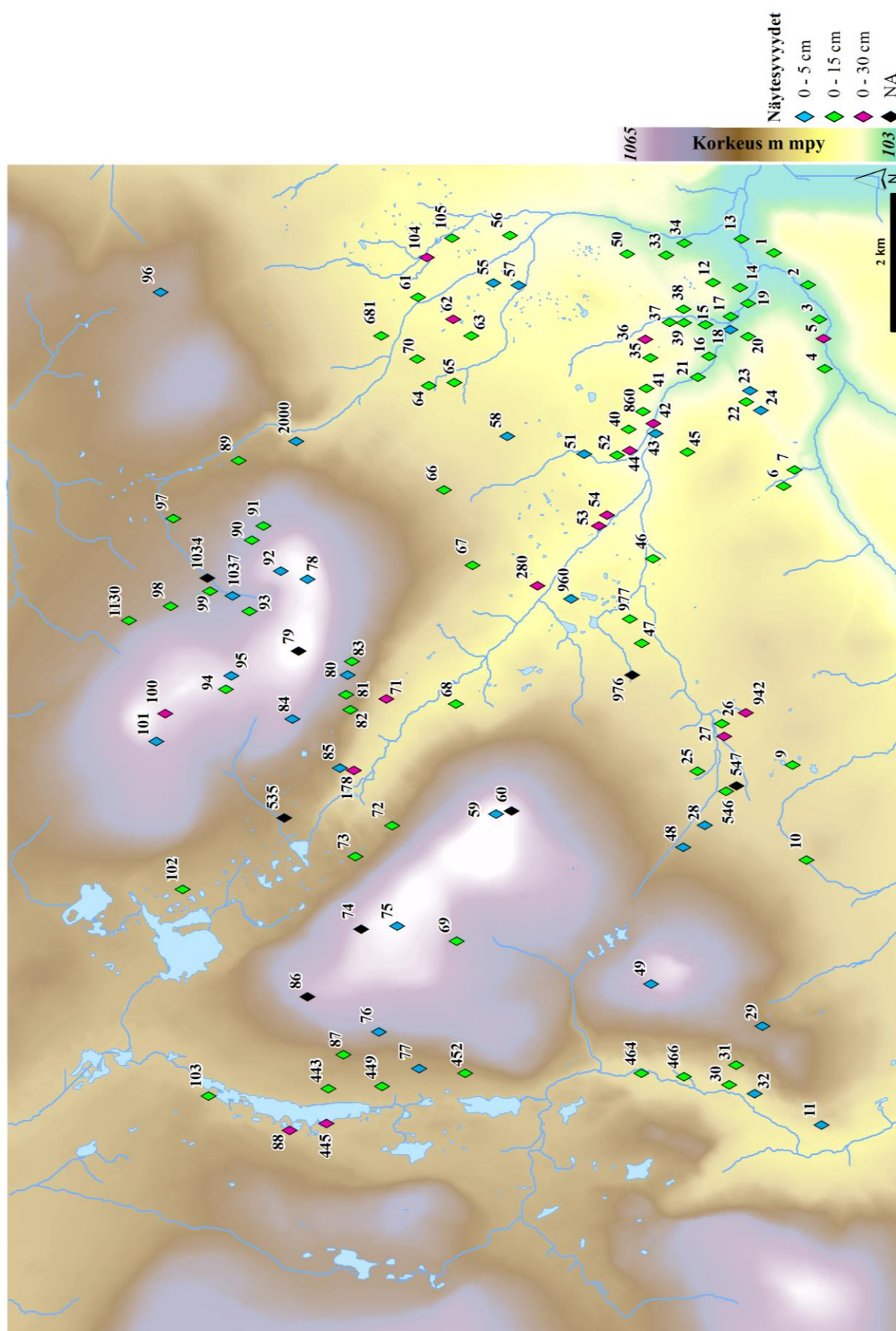
Liite 1. a) Kuva happaman maaperän huuhtoutuneesta podsolmaannoksesta, jossa päällimmäisenä orgaaninen kerros, keskellä vaalea huuhtoutumiskerros ja alimmaisena punertava rikastumiskerros. Kuva otettu 21.7.2017 tutkimuspisteellä numero 15, noin 180 m mpy. b) Hajontakuvaaja hiilivarastojen ja korkeuden suhteesta maannoksittain.



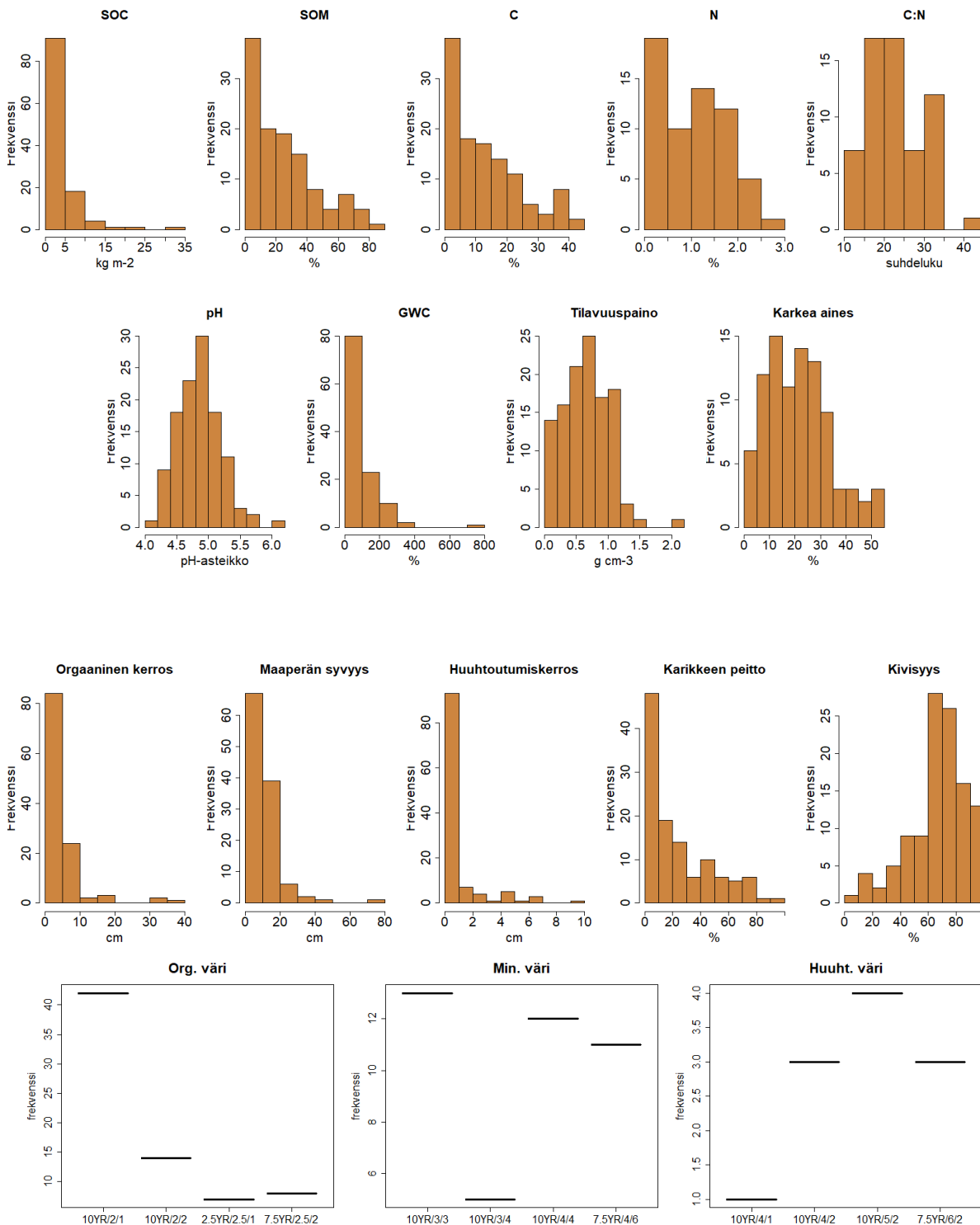
Liite 2. Mallinnuksessa käytettyjen selittävien muuttujien spatiaaliset autokorrelaatiot Moranin indeksillä tarkasteltuna. Värillä täytetty ruutu kertoo spatiaalisen autokorrelaation olevan tilastollisesti merkitsevä vähintään tasolla $p < 0,05$.



Liite 3. Tutkimuspisteet numeroituna sekä tutkimuspisteen syvimmän näytteen näytesyvyys.



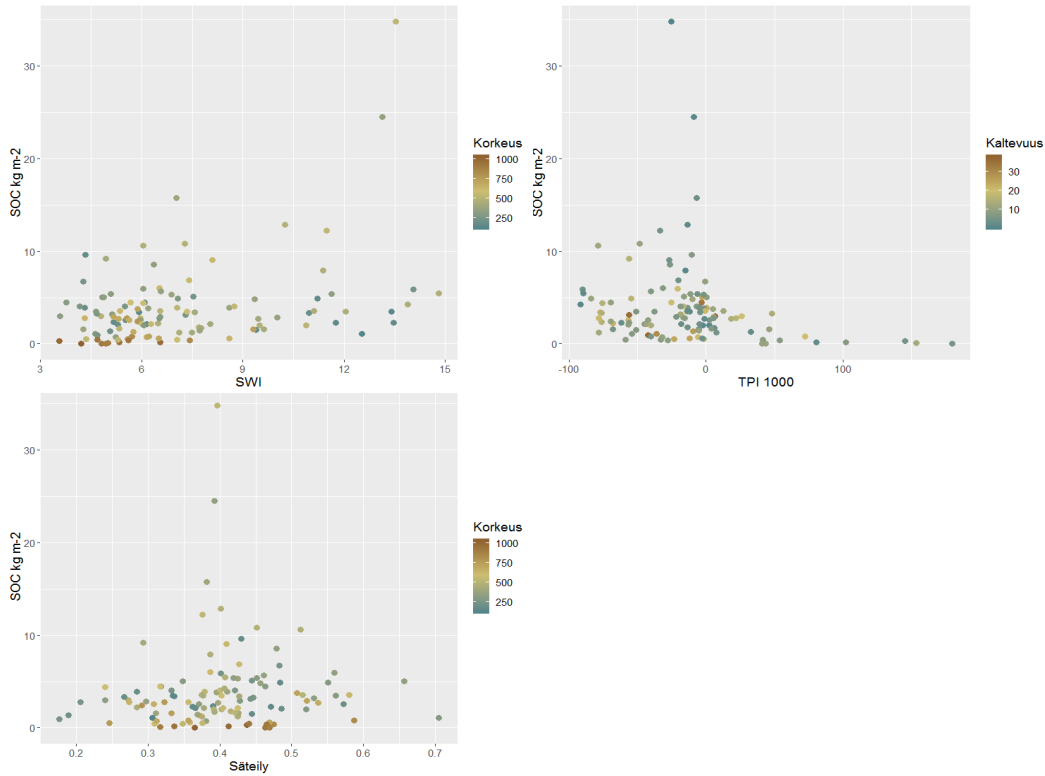
Liite 4. Maaperänäytteistä johdettujen muuttujien ja havaintoaineiston muuttujien frekvenssijakaumat. Värिमäärityksissä on esitetty neljä yleisintä Munsell Soil Color -koodia orgaanisen maaperän, mineraalisen maaperän sekä huuhtoutumiskerroksen osalta.



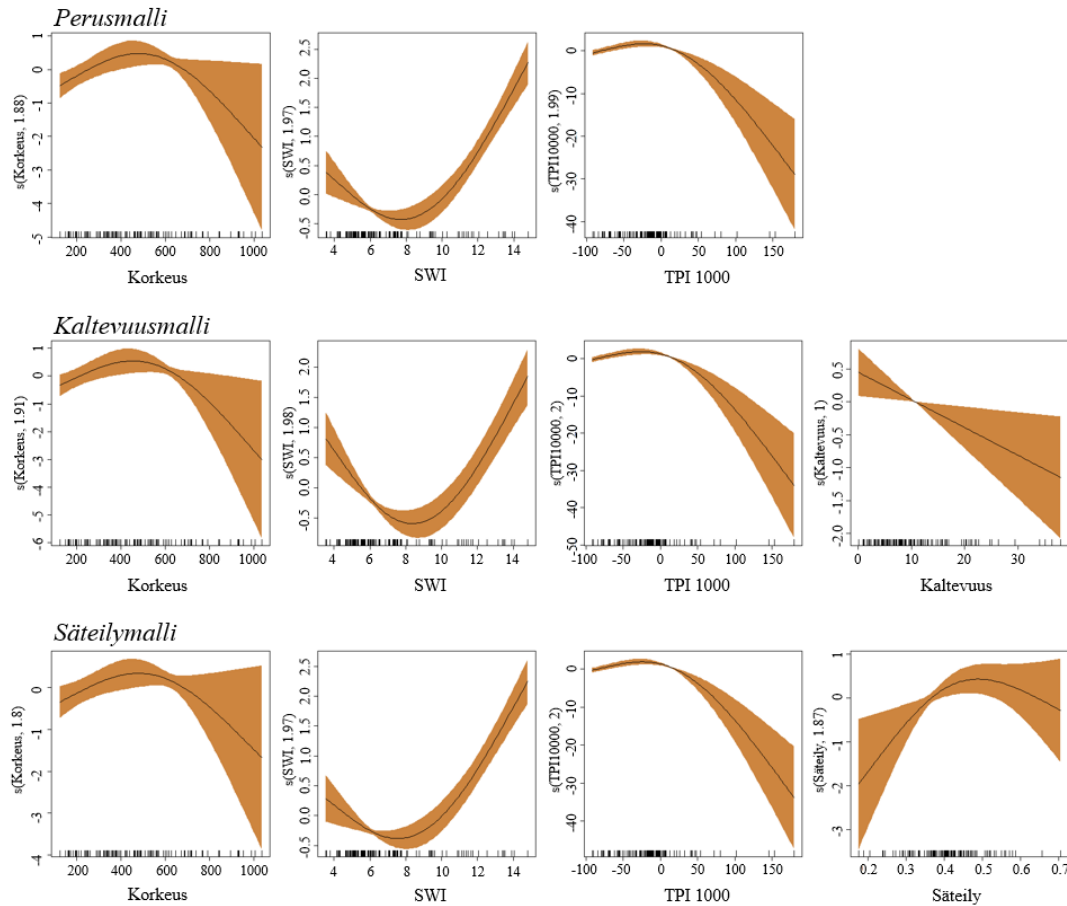
Liite 5. Kenttäaineiston muuttujien väliset korrelaatiot laskettuna Spearmanin korrelaatiokertoimella. Korrelaatiokertoimien tilastolliset merkitsevyydet noudattavat merkintää: $p < 0.001 = ***$, $p < 0.01 = **$, $p < 0.05 = *$. Kertoimet ilman tähteä eivät ole tilastollisesti merkitseviä.

	SOC	SOM	C	N	C:N	pH	GWC	Tilavuus- paino	Karkea aines	Orgaaninen kerros	Maaperän syvyys	Huhtoutumis- kerros	Kivisyys	Karikkeen peitto
SOC	1	0,64***	0,64***	0,48**	0,14	-0,18	0,63***	-0,47***	-0,30***	0,79***	0,80***	0,10	-0,78***	0,39***
SOM		1	0,99***	0,81***	0,36**	-0,61***	0,94***	-0,85***	-0,38***	0,84***	0,30**	0,18	-0,31***	0,39***
C			1	0,80***	0,38**	-0,60***	0,93***	-0,86***	-0,37***	0,84***	0,30**	0,18	-0,31***	0,39***
N				1	0,10	-0,41**	0,79***	-0,62***	-0,32*	0,64***	0,14	0,02	-0,13	0,24
C:N					1	-0,53***	0,38**	-0,33*	-0,29	0,33***	0,12	0,51***	-0,17	0,62***
pH						1	-0,58***	0,60***	0,31**	-0,43***	0,03	-0,26**	0,00	-0,31***
GWC							1	-0,85***	-0,50***	0,82***	0,32***	0,21*	-0,32***	0,45***
Tilavuuspaino								1	0,49***	-0,72***	-0,19*	-0,16	0,20*	-0,36***
Karkea aines									1	-0,45***	-0,20	-0,29**	0,20	-0,23*
Orgaaninen kerros										1	0,60***	0,26**	-0,59***	0,49***
Maaperän syvyys											1	0,26**	-0,99***	0,48***
Huhtoutumiskerros												1	-0,29**	0,58***
Kivisyys													1	-0,52***
Karikkeen peitto														1

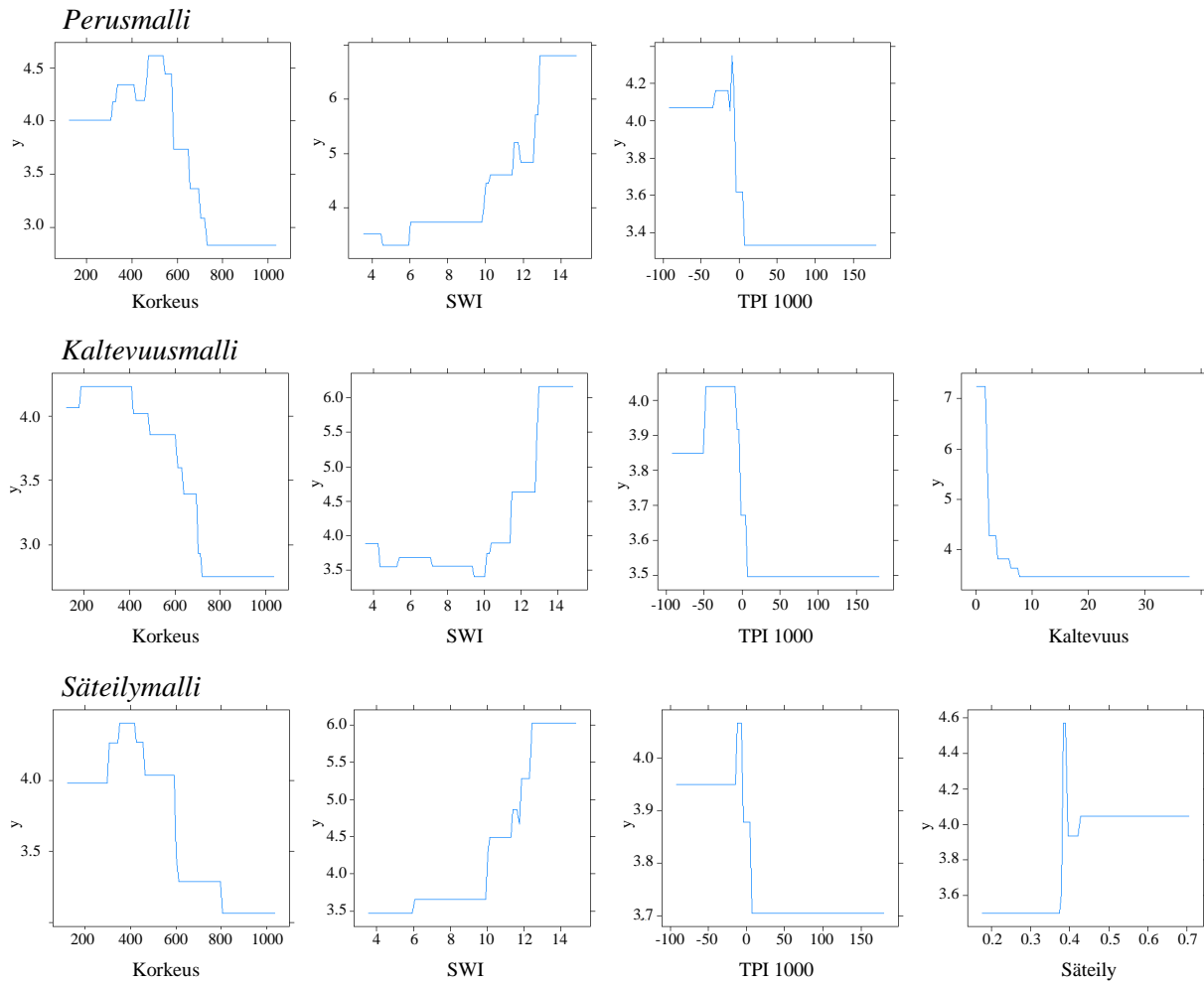
Liite 6. Havaittujen hiilivarastojen ja topografisten mallinnusmuuttujien väliset hajontakuvaajat. Korkeuden yksikkö on m mpy, säteilyn $\text{MJ cm}^{-2} \text{v}^{-1}$, kaltevuus on ilmoitettu asteina ja SWI sekä TPI1000 indeksiarvoinaan.



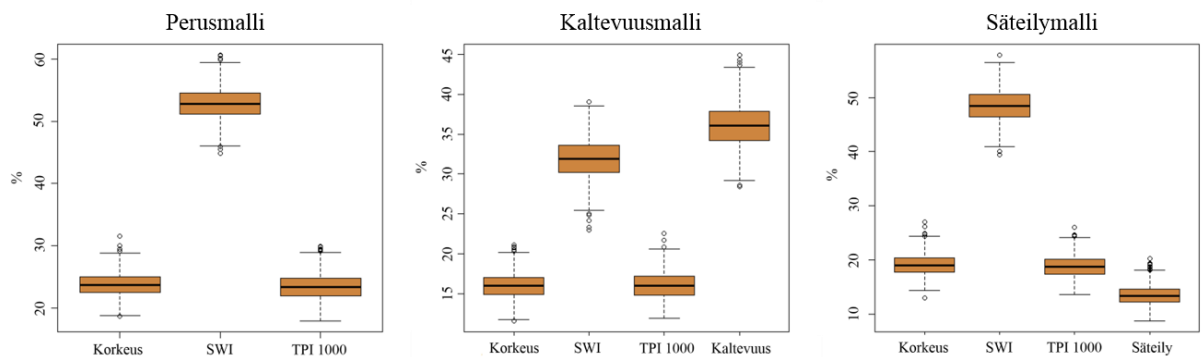
Liite 7. GAM-mallinnusmenetelmän perus-, kaltevuus- ja säteilymallin vastekäyrät.



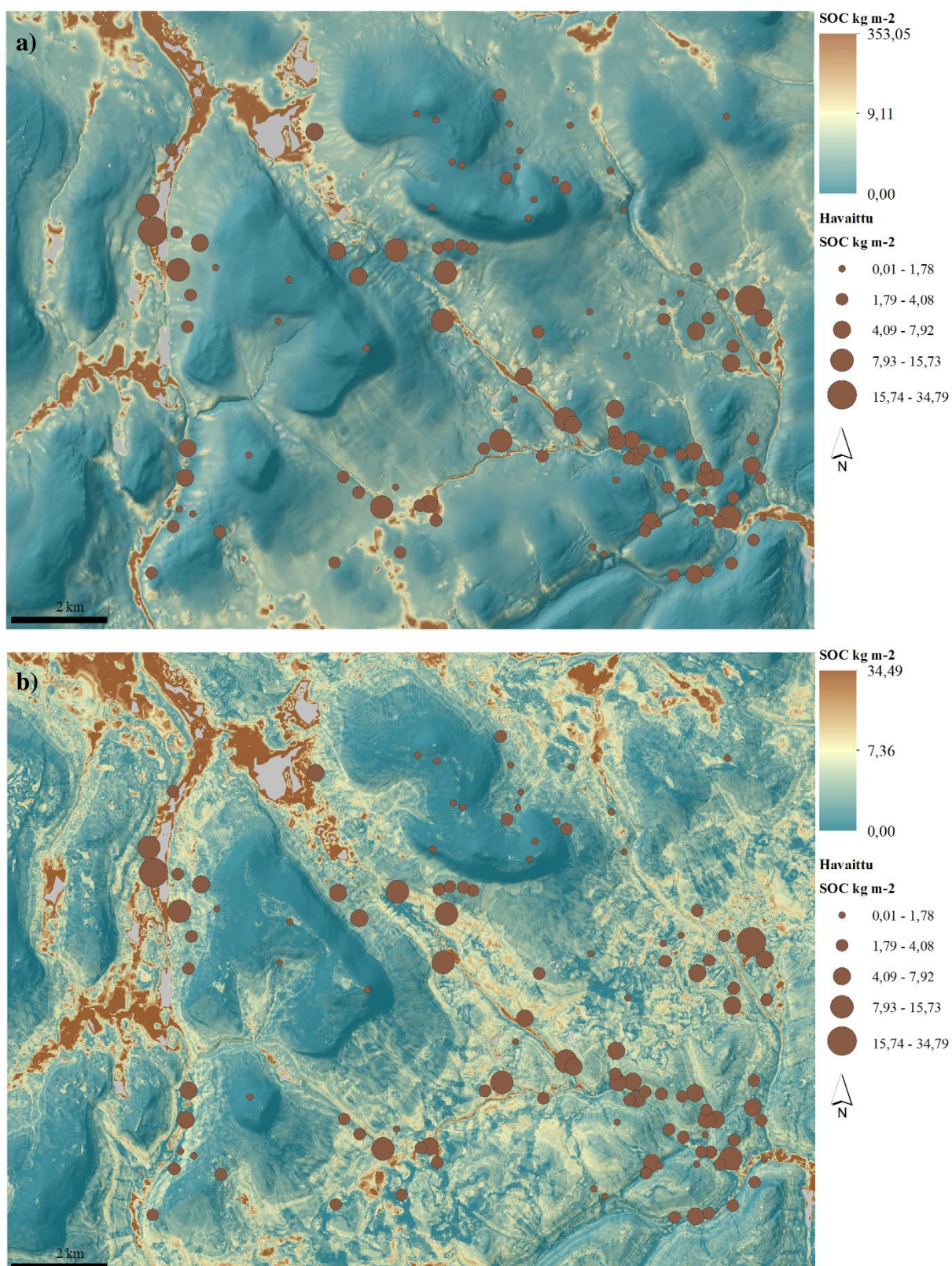
Liite 8. GBM-mallinnusmenetelmän perus-, kaltevuus- ja säteilymallin vastekäyrät.



Liite 9. GBM-mallinnusmenetelmän perus-, kaltevuus- ja säteilymallin muuttujien suhteelliset tärkeydet malleissa.



Liite 10. a) GAM-mallin sekä b) GBM-mallin hiilivarastojen alueelliset ennusteet sekä havaitut hiilivarastot.



Liite 11. Maaperän hiilivarastojen vaihtelu suhteessa korkeuteen sekä keskisimmät tunnusluvut koko tutkimusalueen osalta. max = maksimi, ka = keskiarvo, sd = keskihajonta, abs = absoluuttinen.

korkeus (m)	pinta-ala (km ²)	max SOC (kg m ⁻²)	ka SOC (kg m ⁻²)	sd SOC (kg m ⁻²)	abs SOC (t)	SOC osuus (%)	kumulatiivinen SOC (%)
< 200	4,7	21,9	4,1	3,8	1 922,8	2,1	2,1
200 - 299	10,6	24,3	2,9	1,9	3 040,4	3,3	5,4
300 - 399	21,2	25,8	4,4	2,7	9 361,4	10,2	15,7
400 - 499	37,9	26,1	4,8	2,9	18 267,5	20,0	35,7
500 - 599	53,9	34,5	6,6	6,1	35 616,8	39,0	74,6
600 - 699	49,5	31,8	3,8	3,3	18 921,1	20,7	95,3
700 - 799	21,3	24,5	1,6	1,5	3 461,8	3,8	99,1
800 - 899	11,4	9,8	0,4	0,8	476,5	0,5	99,6
≥ 900	8,2	6,7	0,4	0,8	336,1	0,4	100,0
koko alue	218,7	34,5	4,2	4,3	91 404,4	100,0	100,0

Liite 12. GBM-täysmallin jäännösvirheet suhteessa mallinnusmuuttujiin.

